



UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE TECNOLOGIA E CIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA

Daniel Adelino da Silva

**Geocronologia ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb), petrografia e litogeoquímica da
intrusão alcalina do Marapicu – RJ**

Rio de Janeiro

2015

Daniel Adelino da Silva

**Geocronologia ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb), petrografia e litogeoquímica da intrusão
alcalina do Marapicu – RJ**



Dissertação apresentada como requisito parcial a obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldês

Rio de Janeiro

2015

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

S586 Silva, Daniel Adelino da.
Geocronologia ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb), petrografia e
litogeoquímica da intrusão alcalina do Marapicu-RJ/
Daniel Adelino da Silva. – 2015.
186 f. il.

Orientador: Mauro Cesar Geraldês
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do
Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.
Bibliografia

1. Rochas ígneas alcalinas – Teses. 2. Petrologia –
Rio de Janeiro (Estado) – Teses. 3. Geoquímica – Rio de
Janeiro (Estado) – Teses. 4. Tempo geológico – Teses. I.
Geraldês, Mauro Cesar. II. Universidade do Estado do
Rio de Janeiro. Faculdade de Geologia. III. Título.

CDU 552.331(815.3)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta dissertação, desde que citada a fonte.

Assinatura

Data

Daniel Adelino da Silva

Geocronologia ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb), petrografia e litogeoquímica da intrusão alcalina do Marapicu – RJ

Dissertação apresentada como requisito parcial a obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Tectônica, Petrologia e Recursos Minerais.

Aprovada em 23 de fevereiro de 2015.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Mauro Cesar Geraldês (orientador)
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof.^a Dra. Claudia Sayao Valladares
Faculdade de Geologia – UERJ

Prof. Dr. Everton Marques Bongioiolo
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Rio de Janeiro

2015

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a meus pais Maria dos Santos Soares e Francisco Adelino da Silva, os quais foram meus primeiros professores.

AGRADECIMENTOS

Em um mundo maravilhoso como um dia cantou Louis Armstrong e para o qual a ciência está longe de dar todas as respostas ou explicações é difícil não acreditar que existe um DEUS, uma força maior que rege todo o universo a nossa volta e a quem agradeço por estar vivo e ter força para seguir em frente.

Ao meu orientador Mauro Cesar Geraldos por todo seu apoio, incentivo durante toda a realização do trabalho.

A Professora Claudia Sayao Valladares pela ótima leitura crítica do texto que muito contribuiu seu melhoramento.

A professora Thais Vargas sempre disposta a revisar meus manuscritos.

Ao professor Anderson Costa com quem realizei meu estágio em docência.

Ao geólogo Carlos Eduardo Miranda Mota pela confecção do mapa geológico do maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha que muito contribuiu para o trabalho.

A todos os professores do programa de pós graduação que de alguma maneira contribuíram para o desenvolvimento do trabalho em especial a Mônica Heilbron, Miguel Tupinambá, Sérgio Valente, Beatriz Paschoal Duarte e Rodrigo Peternel.

Aos funcionários do laboratório MultiLab da UERJ em especial a geóloga Bruna Saar.

Aos funcionários do LGPA Gabriela, Nubia, Silvana e Luís pelo apoio no processamento das amostras.

Ao professor Reiner Neumann pela elaboração das análises EDS dos grãos de zircão datados.

As funcionárias da secretaria Juçara e Mariani.

A Solène Gilloots por sua tão ativa e entusiasmada participação no último trabalho de campo (or trip whatever).

The alkaline rocks constitute a group that is difficult to mark off sharply from their more abundant sub-alkaline relatives.

(N.L. Bowen, 1928, p. 234)

RESUMO

Silva, Daniel Adelino da. *Geocronologia ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb), petrografia e litogeoquímica da intrusão alcalina do Marapicu – RJ*. 2015. 207f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

A intrusão alcalina do Marapicu é uma intrusão localizada no maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha situado na região metropolitana do Rio de Janeiro. Este maciço é formado por dois corpos alcalinos: Marapicu e Mendanha que fazem parte do lineamento magmático Poços de Caldas-Cabo Frio. Este lineamento inclui dezenas de corpos ígneos alcalinos de idade Cretácea com uma direção preferencial WNW-ESE. Os litotipos mais abundantes do Maciço Marapicu são representados por nefelina sienitos e sienitos de caráter plutônico, além de, fonolitos caracterizados por intrusões rasas geralmente em forma de diques. Além desses litotipos foram amostradas duas rochas com características químicas de magma parental (lamprófito e fonolito tefrítico), porém, essas duas amostras não apresentam relação genética com as demais. Também foi amostrado um nefelina sienito que possui sodalita azul como feldspatóide, sendo assim, chamado de nefelina sodalita sienito. Entre os fonolitos coletados para esse trabalho, uma amostra apresenta granada melanita em sua assembleia mineralógica, e esta foi então denominada melanita fonolito. Quimicamente as rochas do Marapicu formam uma série alcalina predominantemente insaturada em sílica, miaskítica e metaluminosa. Dentro desta série se observam duas suítes sendo uma potássica (predominante) e outra sódica. A evolução química do corpo se deu por processo de cristalização fracionada com ou sem assimilação de crosta continental provavelmente dentro de uma fonte mantélica enriquecida. Duas idades de cristalização foram obtidas para o Maciço do Marapicu sendo uma idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $80,46 \pm 0,58$ Ma em hornblenda, e uma idade U-Pb em zircão bastante concordante de $78,0 \pm 2,1$ Ma. Os dados apresentados aqui em conjunto com dados da literatura apontam para dois modelos geodinâmicos de geração dos corpos alcalinos do sudeste brasileiro, um considera a existência de uma pluma mantélica gerada na astenosfera, o outro tem por base a hipótese de flexura crustal e considera que a carga de sedimentos depositados na plataforma continental exerceria esforços que provocariam fraturas profundas permitindo a ascensão desses magmas. O presente trabalho vem para contribuir no entendimento do alojamento dos corpos alcalinos do sudeste brasileiro através do estudo específico do Maciço Marapicu em conjunto com dados da literatura.

Palavras chave: Rochas alcalinas. Maciço Marapicu. Geoquímica. Idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Idade U-Pb.

ABSTRACT

Silva, Daniel Adelino da. *Geochronology ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb), petrography and litho-geochemistry from the Marapicu Alkaline Intrusion - Rio de Janeiro*. 2015. 207f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2015.

The Marapicu Alkaline intrusion is an intrusion into the Marapicu-Gericinó-Mendanha massif. This massif is formed by two alkaline bodies: Marapicu and Mendanha both making part of the Cretaceous Poços de Caldas-Cabo Frio magmatic lineament located in the Southeastern region of Brazil. This lineament includes tens of Cretaceous alkaline bodies and has a WNW-ESE trend. The most abundant rocks in the massif are plutonic nepheline syenites and syenites and also phonolitic rocks characterized for shallow intrusions as a dike. Besides these rocks were sampling two rocks with chemistry characteristics of parental magma (basanite tefrite and phonolitic tefrite), nevertheless, these samples have no relationship with the others. There is also a nepheline syenite having blue sodalite as a feldspatoid called nepheline sodalite syenite. Between sampled phonolites to this work there is only one sample including melanite garnet in its mineralogy assemblage and then called melanite phonolite. Chemically the Marapicu massif rocks forming an alkaline series SiO_2 -undersaturated predominantly miaskitic and metaluminous. This series presents both potassic and sodic suites being the first one in greater content. Geochemistry data shows that evolution process involved fractional crystallization with or without continental crust assimilation and also indicates that this alkaline magma was generated into the enriched mantle source. Two crystallization ages were obtained for Marapicu: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age in hornblende of 80.46 ± 0.58 Ma and U-Pb age in zircon of 78.0 ± 2.1 Ma. The presented data together with literature data pointing for two geodynamic models responsible by the generation of Brazilian alkaline bodies. The first one considers there is a mantle plume from asthenosphere, the second is based on the hypotheses of crustal flexure and considers that sedimentary charge on the continental platform would make deep faults which the magma ascending. The present work came to contribute on understanding of Brazilian alkaline bodies' emplacement through the specific study of Marapicu in conjunction with literature data.

Keywords: Alkaline rocks. Marapicu Alkaline Massif. Geochemistry. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age. U-Pb age.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 –	Mapa geológico do Maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha.....	16
Figura 2 –	Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira.....	19
Figura 3 –	Mapa topográfico e batimétrico gerado com dados de satélite....	23
Figura 4 –	Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio.....	27
Figura 5 –	Imagem de satélite da NASA sobre o Graben da Guanabara.....	28
Figura 6 –	Mapa geológico com os 39 pontos visitados ao longo das três etapas de campo no Maciço do Marapicu.....	36
Figura 7 –	Fotos de campo.....	37
Figura 8 –	Equipamentos usados no preparo das amostras para análise litogeoquímica e separação de grãos para as datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb.....	43
Figura 9 –	Características dos nefelina sienitos e sienitos.....	52
Figura 10 –	Aspecto macroscópico do nefelina sodalita sienito.....	54
Figura 11 –	Características dos dois grandes grupos de fonolitos.....	56
Figura 12 –	Características do melanita fonolito.....	57
Figura 13 –	Características do fonolito tefrítico (MAR-24).....	59
Figura 14 –	Características do lamprófiro (MAR-28C).....	60
Figura 15 –	Classificação química segundo Cox <i>et al.</i> (1979) dos litotipos plutônicos analisados do maciço alcalino do Marapicu (23 amostras).....	63
Figura 16 –	Classificação química segundo Cox <i>et al.</i> (1979) dos litotipos vulcânicos analisados do maciço alcalino do Marapicu (19 amostras).....	64
Figura 17 –	Diagrama de aluminosidade de Shand (1943) usado para as 43 amostras analisadas do maciço alcalino do Marapicu.....	66
Figura 18 –	Diagrama discriminante entre séries ultra potássica, potássica e sódica de Middlemost, 1975 com as 43 amostras analisadas do maciço alcalino do Marapicu.....	67
Figura 19 –	Diagramas binários de óxidos maiores contra Índice de	

	Diferenciação normativo (I.D. = $Q+Ab+Or+Ne+Ns$) das 13 amostras analisadas de nefelina sienito do maciço alcalino do Marapicu.....	70
Figura 20 –	Diagramas binários de elementos traço contra Índice de Diferenciação normativo (I.D. = $Q+Ab+Or+Ne+Ns$) das 13 amostras analisadas de nefelina sienito do maciço alcalino do Marapicu.....	71
Figura 21 –	Diagramas binários de óxidos maiores contra Índice de Diferenciação normativo (I.D. = $Q+Ab+Or+Ne+Ns$) das 10 amostras analisadas de sienito do maciço alcalino do Marapicu...	74
Figura 22 –	Diagramas binários de elementos traço contra Índice de Diferenciação normativo (I.D. = $Q+Ab+Or+Ne+Ns$) das 10 amostras analisadas de sienito do maciço alcalino do Marapicu...	75
Figura 23 –	Diagramas binários de óxidos maiores contra Índice de Diferenciação normativo (I.D. = $Q+Ab+Or+Ne+Ns$) das 18 amostras analisadas de fonolito do maciço alcalino do Marapicu..	78
Figura 24 –	Diagramas binários de elementos traço contra Índice de Diferenciação normativo (I.D. = $Q+Ab+Or+Ne+Ns$) das 18 amostras analisadas de fonolito do maciço alcalino do Marapicu..	79
Figura 25 –	Diagrama de elementos terras raras normalizado ao condrito de Boyton (1984) apresentando os padrões das litologias observadas no maciço alcalino do Marapicu.....	83
Figura 26 –	Diagramas multielementares normalizados ao manto primordial de Sun e McDonough (1989) apresentando os padrões das litologias observadas no maciço alcalino do Marapicu.....	86
Figura 27 –	Diagramas de elementos terras raras normalizado ao condrito de Boyton (1984) (em A e B) e diagramas multielementares normalizados ao manto primordial de Sun e McDonough (1989) (em B e C) apresentando os padrões dos litotipos básicos observados no maciço alcalino do Marapicu.....	88
Figura 28 –	Imagens de MEV do tipo elétrons retro espalhados obtidas com grãos de hornblenda.....	94
Figura 29 –	Espectro de idade mostrando idade <i>plateau</i> em hornblenda	

	extraída da amostra MPC-11 (nefelina sienito) de $80,46 \pm 0,58$ Ma com MSWD = 1,08.....	96
Figura 30 –	Diagrama K/Ca referente à hornblenda analisada (amostra MPC-11).....	96
Figura 31 –	Isocrônica invertida com dados <i>step-heating</i> de hornblenda da amostra MPC-11.....	97
Figura 32 –	Imagens em lupa dos zircões datados (amostra MAR-37) com sua numeração correspondente.....	99
Figura 33 –	Concordia Tera Wasserburg, 1972 produzida com dados U-Pb de 11 pontos da amostra MAR-37 (nefelina sienito).....	102

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Relação de amostras coletadas ao longo dos três trabalhos de campo no Maciço Marapicu e os respectivos procedimentos que foram realizados em cada amostra.....	38
Tabela 2 –	Principais características dos litotipos sieníticos.....	54
Tabela 3 –	Principais características dos três litotipos que constituem os fonolitos.....	57
Tabela 4 –	Principais características do fonolito tefrítico (MAR-24) e lamprófiro (MAR-28C).....	60
Tabela 5 –	Valores de R^2 polinomial e linear para os diagramas binários apresentados na figura 20 com suas respectivas correlações e nível de confiabilidade associado considerando um conjunto de 13 análises de nefelina sienito.....	72
Tabela 6 –	Valores de R^2 polinomial e linear para os diagramas binários apresentados na figura 21 com suas respectivas correlações e nível de confiabilidade associado considerando um conjunto de 13 análises de nefelina sienito.....	72
Tabela 7 –	Valores de R^2 polinomial e linear para os diagramas binários apresentados na figura 22 com suas respectivas correlações e nível de confiabilidade associado considerando um conjunto de 10 análises de sienito.....	76
Tabela 8 –	Valores de R^2 polinomial e linear para os diagramas binários apresentados na figura 23 com suas respectivas correlações e nível de confiabilidade associado considerando um conjunto de 10 análises de sienito.....	76
Tabela 9 –	Valores de R^2 polinomial e linear para os diagramas binários apresentados na figura 24 com suas respectivas correlações e nível de confiabilidade associado considerando um conjunto de 18 análises de fonolito do maciço alcalino do Marapicu.....	80
Tabela 10 –	Valores de R^2 polinomial e linear para os diagramas binários apresentados na figura 25 com suas respectivas correlações e	

	nível de confiabilidade associado considerando um conjunto de 18 análises de fonolito do maciço alcalino do Marapicu.....	80
Tabela 11–	Dados do aquecimento por etapas realizado em hornblenda da amostra MPC-11.....	95
Tabela 12 –	Dados U-Pb obtidos com zircões da amostra MAR-37.....	101

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	15
1	GEOLOGIA REGIONAL E CONTEXTO GEOTECTÔNICO	18
1.1	O Orógeno Ribeira	18
1.2	O Terreno Ocidental	19
1.3	O Terreno Oriental ou Microplaca Serra do Mar	21
1.4	O Terreno Cabo Frio	22
1.5	A Abertura do Atlântico	22
1.6	O Rifte do Sudeste	25
1.7	Intrusões Alcalinas do Sudeste Brasileiro	26
1.8	Revisão Teórica	30
1.9	Modelos Propostos	31
2	METODOLOGIA	34
2.1	Introdução	34
2.2	Pesquisa bibliográfica	34
2.3	Campo	35
2.4	Pulverização de Amostras	40
2.5	Separação de Hornblenda	41
2.6	Datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Steap Heating (hornblenda)	42
2.7	Separação de zircão	45
2.8	Datação U-Pb por LA-ICP-MS (zircão)	47
3	PETROGRAFIA	51
3.1	Introdução	51
3.2	Nefelina sienitos e sienitos	51
3.3	Nefelina sodalita sienito	53
3.4	Fonolito A	55
3.5	Fonolito B	55
3.6	Melanita fonolito (MAR-30)	56
3.7	Fonolito tefrítico (MAR-24)	58
3.8	Lamprófiro (MAR-28C)	59
4	LITOGEOQUÍMICA	61

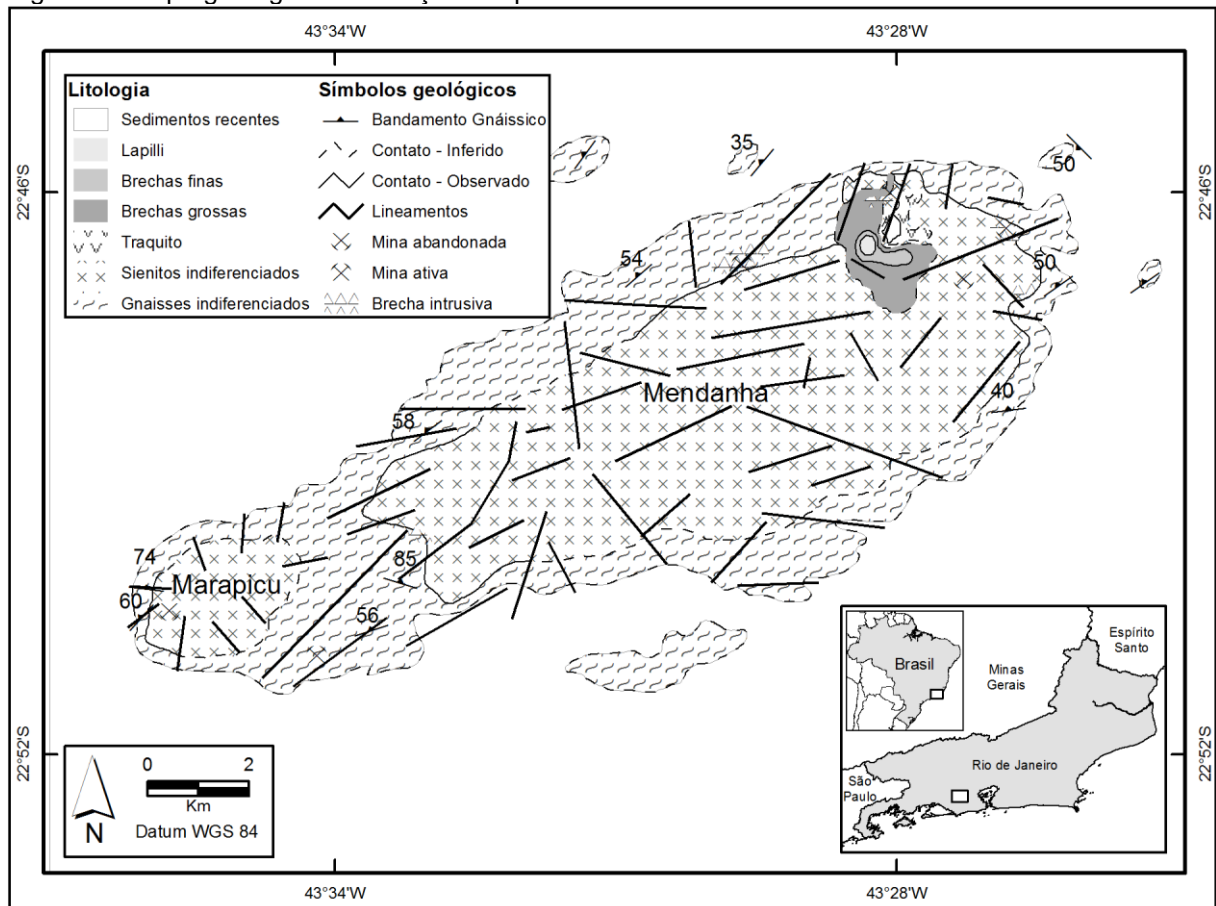
4.1	Dados das Análises	61
4.2	Classificação Química	62
4.3	Norma CIPW	67
4.4	Diagramas de Variação	68
4.5	Diagramas de variação para nefelina sienitos	69
4.6	Diagramas de variação para sienitos	72
4.7	Diagramas de variação para fonolitos	76
4.8	Elementos Traço e Terras Raras	81
5	GEOCRONOLOGIA $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb	90
5.1	Introdução	90
5.2	Dados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em hornblenda do Maciço Alcalino do Marapicu	91
5.3	Dados U-Pb em zircão do Maciço Alcalino do Marapicu	97
6	DISCUSSÕES	103
	CONCLUSÕES	106
	REFERÊNCIAS	107
	ANEXO A - Litogeoquímica das 43 amostras analisadas do Maciço Marapicu	116
	ANEXO B - Norma CIPW das 43 amostras analisadas do Maciço Marapicu	122
	ANEXO C - Valores de J e dados brutos	124
	ANEXO D - Discriminação de massa em cada etapa	125
	ANEXO E - Dados isotópicos de Ar corrigidos para o branco e decaimento radioativo	126
	ANEXO F - Isócrona inversa	127
	ANEXO G - Brancos da datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	128
	ANEXO H - Dados das 34 análises U-Pb obtidas com zircões da amostra MAR-37	129
	APÊNDICE A - Artigo sobre idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do Maciço alcalino do Marapicu	131
	APÊNDICE B - Artigo sobre idade U-Pb do Maciço alcalino do Marapicu	160

INTRODUÇÃO

O Estado do Rio de Janeiro está localizado em uma região predominantemente formada por rochas do Pré-Cambriano, sobressaindo-se migmatitos e gnaisses de diversos tipos, charnokitos e granitos, caracterizados por uma complexa estruturação geológica. Restritamente ocorrem rochas alcalinas provenientes de um magmatismo Cretáceo-Terciário, depósitos de pequenas bacias terciárias e faixas contínuas correspondentes ao Grupo Barreiras e aos depósitos quaternários de restingas fluviais (Fonseca, 1998). O maciço do Marapicu, uma dessas raras ocorrências de alcalinas está situado no Cinturão Ribeira, Orógeno Neoproterozoico gerado durante o evento Brasileiro quando ocorreu a amalgamação do Gondwana e localizado no sul e sudeste brasileiro (Machado *et al.*, 1996; Heilbron & Machado, 2003).

As suítes alcalinas do sudeste do Brasil ocorrem ao longo de dois grandes lineamentos magmáticos, de direção NW-SE (Lineamento Poços de Caldas-Cabo Frio) e NE-SW (Litoral do Sudeste), com idade Cretácea-Terciária na Plataforma Sul-americana. A idade Cretácea é sugerida pela linearidade das intrusões com outros corpos pertencentes ao lineamento Poços de Caldas-Cabo Frio, sendo que as idades obtidas pelos métodos K-Ar e Rb-Sr confirmam este período de formação destas rochas (Sonoki & Garda, 1988; Sichert *et al.*, 1997). Por outro lado, trabalhos sobre a gênese destas intrusões têm sido utilizados para definir a possibilidade de formação destas intrusões por outros processos crustais, como flexura crustal ou correlação com bacias sedimentares contemporâneas às intrusões. O maciço alcalino do Marapicu situa-se na região sudeste do Brasil, Estado do Rio de Janeiro (Figura 1), distante aproximadamente 60 km da capital. O principal acesso a área é feito pela Avenida Brasil seguindo até a altura do bairro de Campo Grande.

Figura 1 - Mapa geológico do Maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha.



Nota: Localização do maciço na região sudeste do Brasil e dentro da região metropolitana do Rio de Janeiro. O maciço é composto de duas intrusões muito próximas entre si: O Marapicu, objeto deste estudo é o corpo menor localizado a sudoeste e Mendanha, corpo maior localizado a nordeste.

Fonte: Mota (2008).

O objetivo geral da dissertação em desenvolvimento é contribuir no conhecimento acerca da evolução da Província Alcalina do Sudeste Brasileiro por meio do estudo da intrusão alcalina do Marapicu que faz parte do Lineamento Poços de Caldas-Cabo Frio. A partir de dados geocronológicos, geoquímicos e petrográficos será discutido qual o melhor modelo para explicar a gênese de tais corpos alcalinos, motivo ainda de muita controvérsia e debate na literatura. Os objetivos específicos do referente trabalho incluem a apresentação de novos dados de geoquímica multi elementar aliado as idades de cristalização do corpo obtidas pelos métodos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (hornblenda) e U-Pb (zircão) além dos dados de campo e petrográficos de maneira que se possa obter informações petrogenéticas da intrusão em estudo.

A fim de melhorar o entendimento acerca dos modelos geodinâmicos bem como dos processos de evolução mantélica envolvidos no alojamento dos corpos alcalinos do sudeste brasileiro, é imprescindível a integração de dados diversos tais como: petrográficos, petrológicos, estruturais, litogeoquímicos e geocronológicos dentre outros. O estudo apresentado aqui traz à tona dados petrográficos, litogeoquímicos e geocronológicos (Ar/Ar e U-Pb) do Maciço do Marapicu que podem contribuir na discussão sobre os complexos processos que geraram as intrusões alcalinas Cretáceas brasileiras.

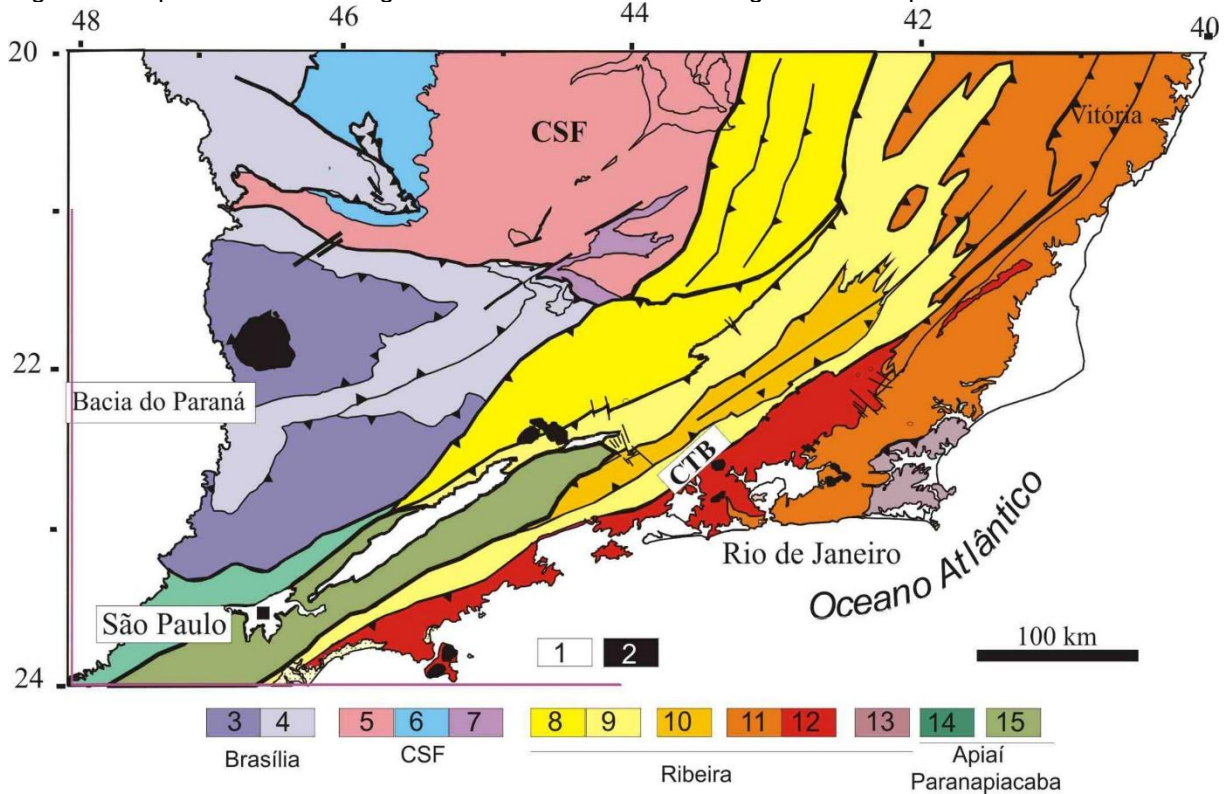
1 GEOLOGIA REGIONAL E CONTEXTO GEOTECTÔNICO

1.1 O Orógeno Ribeira

O Orógeno Ribeira resultou da interação entre a porção sudeste do Cráton São Francisco e outros micro continentes, juntamente com a porção sudoeste do Cráton do Congo. Para Heilbron *et al.* (2000) tal interação gerou um empilhamento oblíquo de terrenos, caracterizados pelo imbricamento de escamas crustais com vergência para oeste, em direção ao Cráton São Francisco. Neste segmento a Faixa Ribeira foi compartimentado, de oeste para leste, em quatro terrenos: Ocidental, (*Klippe*) Paraíba do Sul, Oriental e Cabo Frio. Os três primeiros foram amalgamados entre 605 e 580 Ma (Machado *et al.*, 1996; Heilbron & Machado 2003), enquanto o último só foi tardiamente colado junto aos demais no Cambriano.

Estes terrenos tectono-estratigráficos, com *trend* estrutural NE-SW, são separados ora por zonas de cisalhamento dúcteis ora por falhas de empurrão. Heilbron *et al.* (1995) propõe que o Terreno Ocidental, que constitui a margem sul do Cráton São Francisco retrabalhada (Bacia Andrelândia), compreende os domínios tectônicos Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora seja separado do Terreno Oriental por uma sutura, representada por uma zona de cisalhamento de mais de 200 km de extensão e mergulho para NW ou SE, denominada de Contato Tectônico Central – CTB (Almeida *et al.*, 1998), com o período da colisão, desses terrenos, tendo ocorrido entre 605 e 565 Ma (Heilbron *et al.*, 2004). O Terreno Oriental compreende os domínios Italva, Cambuci e Costeiro. O Domínio Italva é caracterizado como uma klippe sinformal sobre o Costeiro, enquanto o Cambuci, que constitui numa escama basal cavalga sobre o Domínio Juiz de Fora, do Terreno Ocidental (Heilbron e Machado, 2004). Tais terrenos foram amalgamados em cerca de 580 Ma enquanto o Terreno Cabo Frio foi acrescido aos outros há cerca 520 Ma (Figura 2).

Figura 2. Mapa tectônico do Segmento central do Sistema Orogênico Mantiqueira.



Legenda: 1- Riftes Cenozóicos; 2- Rochas alcalinas do Cretáceo e Terciário; Orógeno Brasília (3-4): 3- Nappes Inferiores; 4- Nappes Superiores; 5- Embasamento do CSF e Domínio autóctone; 6- Supergrupo São Francisco; 7- Metassedimentos do Domínio Autóctone; Orógeno Ribeira (8-13): 8- Domínio Andrelândia e 9- Domínio Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- Klippe Paraíba do Sul; 11- Terreno Oriental incluindo 12- Granitóides do Arco Magmático Rio Negro; 13- Terreno Cabo Frio; Orógeno Apiaí/Paranapiacaba (14-15): 14-Terrenos São Roque e Açungui; 15- Terreno Embu.

Fonte: Heilbron *et al.* (2004).

1.2 Terreno Ocidental

O Terreno Ocidental é subdividido nos domínios tectônicos Autóctone, Andrelândia e Juiz de Fora, que mostram distintos padrões estruturais. O Domínio Autóctone é interpretado como a margem do Cráton do São Francisco, cujo embasamento foi parcialmente retrabalhado na Orogenia Brasileira. As unidades supracrustais, depositadas no Neoproterozoico, mostram dobramento aberto a apertado, assimétrico, com vergência para o cráton.

O Domínio Andrelândia é Caracterizado por uma lasca de empurrão com dobras apertadas a isoclinais e por uma foliação de baixo ângulo associada a uma lineação mineral e de estiramento *down dip*, indicando vergência para o Cráton São

Francisco. Complexo Mantiqueira representa o embasamento deste domínio e é constituído por ortognaisses migmatíticos que são geralmente bandados com composição tonalítica ou granodiorítica. Possuem abundantes enclaves máficos. Também ocorre uma pequena quantidade de rochas intrusivas alcalinas e granulíticas. O fácies metamórfico é principalmente anfíbolito, mas também ocorrem rochas de fácies granulito.

Sua cobertura é constituída por rochas da megassequência Andrelândia que também recobre outros metassedimentos do domínio Autóctone, além de também ser sequência de cobertura do Domínio Juiz de Fora. Apesar do metamorfismo e da intensa deformação, neste domínio ainda são identificadas rochas dessa Sequência (Duarte, 1998).

O Domínio Juiz de Fora caracteriza-se por uma estrutura do tipo crustal duplex, com diversas escamas de empurrão que tem mergulhos mais íngremes do que as do Domínio Andrelândia. O complexo Juiz de Fora constitui o embasamento deste domínio, sendo constituído predominantemente por ortognaisses Paleoproterozoicos da fácies granulito (Duarte, 1998; Trouw *et al.*, 2000).

A mesma sequência metassedimentar que ocorre no domínio autóctone ocorre no Domínio Juiz de Fora, a Megassequência Andrelândia. Seu contato com o terreno Oriental é dado por uma zona de cisalhamento profunda, com continuidade de mais de 300 km, denominada de Limite Tectônico Central (*Central Tectonic Boundary*, CTB) por Almeida *et al.*, (1998).

A klippe Paraíba do Sul é uma estrutura sinformal que cavalga o Domínio Juiz de Fora, no Terreno Ocidental. Apresenta um embasamento Paleoproterozóico (complexo Quirino) e uma sequência supracrustal, ambas em fácies anfíbolito.

O complexo Quirino compreende ortognaisses graníticos e granodioríticos, com enclaves de rochas básicas e calcissilicáticas. Foram obtidas idades de 2,2 Ga pelo método U-Pb em zircões (Machado *et al.*, 1996; Valadares, 1996) e dados geoquímicos apontam para dois grupos distintos: arco magmático cordilheirano e plútons graníticos colisionais.

Os gnaisses e granulitos do Domínio Juiz de Fora e da Klippe Paraíba do Sul são rochas de idade entre 2.13 e 2.19 Ga geradas durante a orogenia transamazônica e contêm componentes arqueanos mais velhos que 2,85-2,98 Ga que foram reativados durante essa orogenia (Machado *et al.*, 1996). Suas origens podem estar relacionadas tanto ao terreno Oriental quanto ao terreno Ocidental.

1.3 Terreno Oriental ou Microplaca Serra do Mar

No Terreno Oriental são identificados três domínios tectônicos: Cambuci, Italva e Costeiro, além do Arco Magmático Rio Negro. No Domínio Cambuci ocorrem granada-biotita gnaisses migmatíticos com lentes de olivina mármore dolomítico e rochas cálcio-silicáticas. Lentes de rochas básicas, transformadas em granada diopsídio granulitos são frequentes. Estas rochas encontram-se muitas vezes como restitos dentro de leucognaisse e charnockito. Dados U-Pb de zircão sugerem derivação tanto a partir do embasamento como do arco magmático Neoproterozóico (Heilbron e Machado, 2003).

No Domínio Costeiro predominam gnaisses peraluminosos (kinzigíticos), ricos em granada e sillimanita, localmente com cordierita. Esta sucessão possui muitas intercalações decamétricas de quartzitos impuros, biotita gnaisses bandados, rochas cálcio-silicáticas e anfibolitos. Idades $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ de zircões detríticos dos quartzitos indicam fontes arqueanas, Paleoproterozoicas e Meso-Neoproterozoicas (Valladares *et al.*, 2001a).

A sucessão metassedimentar do Domínio Italva inclui biotita gnaisses bandados, mármore calcíticos, anfibolitos e anfibólio xistos. O metamorfismo é de fácies anfibolito e a sucessão metavulcano-sedimentar sugere ambiente plataformal, com magmatismo basáltico contemporâneo. A idade U-Pb de 840 Ma obtida para anfibolitos intercalados nos mármore é a melhor estimativa da idade de deposição desta sucessão (Heilbron e Machado, 2003).

O Arco Magmático Rio Negro Corresponde a um arco cordilheirano Neoproterozóico, cujas rochas, são fundamentalmente, gnaisses tonalíticos, dioritos e gabros e intrudem a sequência metassedimentar descrita. Dados geocronológicos indicam pelo menos duas etapas de geração de granitóides, em 792 Ma e 635 Ma (Tupinambá *et al.*, 1998), indicando longa subdução da placa são franciscana sob a paleoplaca do Terreno Oriental. Dois episódios de metamorfismo e magmatismo a ca. 580-560 e 520-490 Ma foram identificados (Heilbron e Machado, 2003).

A sequência de cobertura desse domínio tectônico corresponde a uma sequência de margem passiva, constituída por paragnaisses, quartzitos e rochas calcissilicáticas. A associação de pelitos em espessos pacotes e quartzitos de forma localizada sugere ambiente de plataforma distal (Tupinambá e Heilbron, 2002).

Datação de zircões detríticos forneceu idade Paleoproterozóica indicando uma fonte que ainda não foi localizada neste domínio e que poderia corresponder, inclusive, ao embasamento ainda desconhecido.

1.4 O Terreno Cabo Frio

O Terreno Cabo Frio é o mais novo de todos os domínios tectônicos do setor central da Faixa Ribeira e apresenta eventos magmáticos e metamórficos de idade ordoviciana. Seu embasamento é composto, predominantemente, por ortognaisses de idade Paleoproterózoica (2,03-1,96 Ga), de composição granítica granodiorítica (Unidade Região dos Lagos), cortados por ortoanfibolitos do tipo N-MORB. Sobreposto ao embasamento tem-se uma unidade composta por granada anfibolitos também do tipo N-MORB denominada Unidade Forte São Mateus, Schmitt (2004), sugerindo que podem fazer parte do mesmo evento magmático.

A seqüência de cobertura é constituída por cianita-sillimanita-gnaisses, granada-diopsídio-anfibolitos e ortoanfibolitos, calcissilicáticas, sillimanita gnaisses com camadas alternadas de metapelitos interpretados como metaturbiditos. A sucessão foi chamada de Sequência Superior (Heilbron *et al.*, 1982).

O Terreno Cabo Frio é distinto dos outros terrenos do setor central da Faixa Ribeira por seu *trend* estrutural NW, enquanto que os outros terrenos possuem *trend* NE. Sua história tectônica e metamórfica tem sido atribuída à Orogenia Búzios que começou a cerca de 530 Ma com alto grau metamórfico e baixo ângulo de vergência das estruturas sobre o Terreno Oriental (Schmitt, 2001).

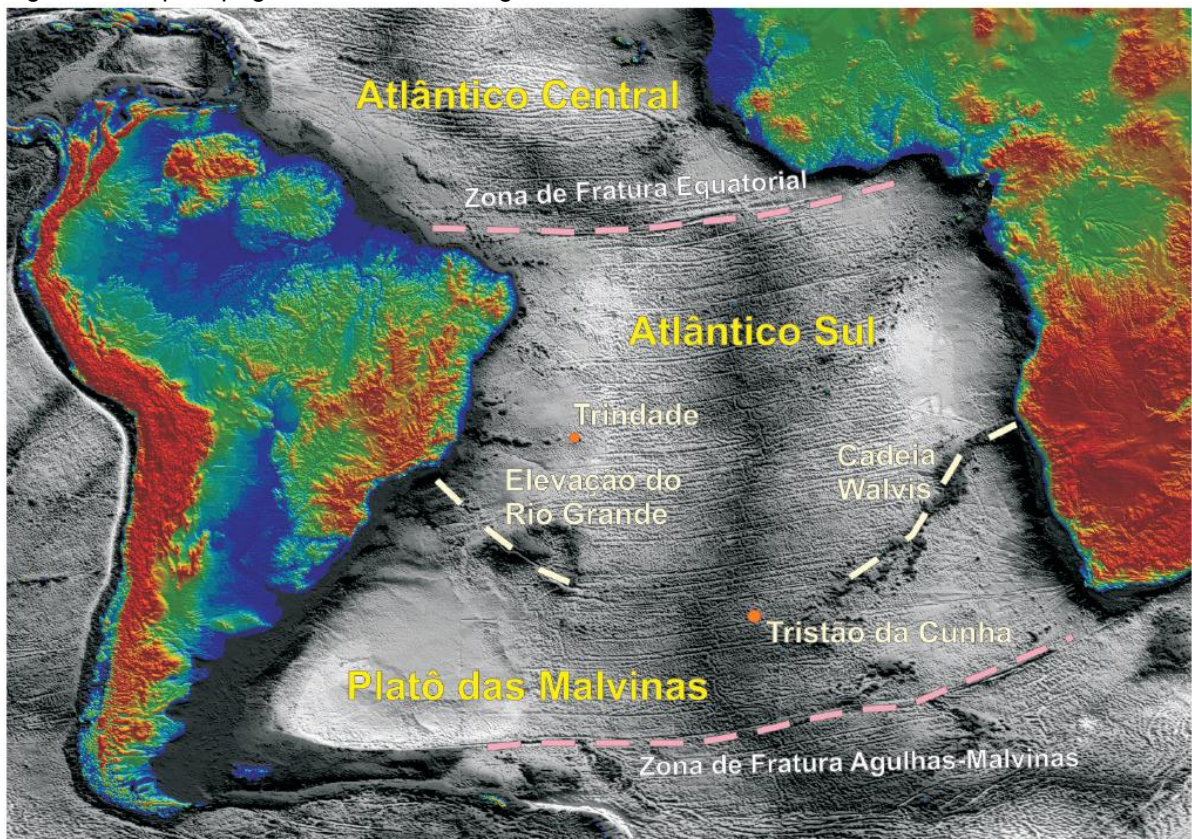
1.5 A Abertura do Atlântico

De acordo com Hasui (2010) a separação de América do Sul e África com conseqüente abertura do Oceano Atlântico começou a cerca de 130 Ma no início do Cretáceo, devido a Reativação Sul Atlântiana que gerou esforços distensivos culminando na ruptura do Gondwana. O processo começou com três manifestações

magmáticas representadas por: extenso vulcanismo essencialmente basáltico que se estendeu nas margens passivas que se formaram nos lados brasileiro e africano (Bacia de Entendeka); diques de diabásio injetados ao longo do Arco de Ponta Grossa (de direção NW-SE) e paralelos a costa de Rio de Janeiro/São Paulo (de direção ENE-WSW) e Paraná/Santa Catarina (de direção NNE-SSW) e algumas intrusões alcalinas na faixa do Arco de Ponta Grossa inclusive associadas com carbonatitos (Comin-Chiaramonti *et al.*, 2007).

A margem Atlântica do território brasileiro é constituída de três ambientes tectônicos maiores separados por duas zonas de fratura oceânica (Figura 3). A zona de fratura Equatorial e a zona de fratura Agulhas–Malvinas atuaram como os principais centros de dissipação de estresse pela deriva diferencial entre os continentes Sul-Americano e Africano. Movimentos dextrais de translação leste–oeste ao longo de ambas as zonas de falhas transformantes levaram à formação de bacias semi-isoladas em estruturas extensionais que acomodaram a abertura diferencial entre o Atlântico Central, o Atlântico Sul e o Platô das Agulhas–Malvinas (Uchupi, 1989; Fouché, 1992).

Figura 3 - Mapa topográfico e batimétrico gerado com dados de satélite.



Nota: A figura mostra os três ambientes tectônicos presentes na margem atlântica do território brasileiro separados por duas zonas de fratura: Zona de Fratura Equatorial e Zona de Fratura Agulhas Malvinas. No mapa também se observam as ilhas de Trindade e Tristão da Cunha.
Fonte: Smith e Sandwell (1997).

No estágio pré-rifte, entre 200 e 180 Ma, o desenvolvimento de cadeias vulcânicas paralelas a estruturas do tipo gráben, derrames basálticos e sequências deposicionais foi acompanhado de intensa atividade tectono-termal com o soerguimento de grandes domos crustais (Asmus, 1981; Bristow e Saggerson, 1983; Dingle *et al.*, 1983). No Jurássico Médio, simultaneamente à atividade alcalina e toleítica no domínio da Província Paraná, houve extenso vulcanismo continental bimodal na Patagônia e na África Setentrional. No Jurássico Superior, ainda antes do início da geração de assoalho oceânico entre América do Sul e África, a atividade vulcânica reduziu-se na Patagônia e no Karoo e uma ampla peneplanização formou a superfície do Gondwana. Basaltos continentais interdigitados com sedimentos clásticos sin-rifte sugerem que, pelo menos até as latitudes 20°–25° Sul, a atenuação da litosfera ao longo da margem proto-Atlântica começou ao mesmo tempo em que o evento basáltico Serra Geral (Austin e Uchupi, 1982; Fodor *et al.*, 1983; Peate *et al.*, 1990).

Uma vez iniciada a abertura ao longo do Platô das Malvinas, as estruturas de rifteamento se propagaram para o Norte ao longo de uma zona contínua de falhas até a cadeia de Rio Grande–Walvis Ridge (Rabinowitz e LaBrecque, 1979; Uchupi, 1989). Entre o Valanginiano e o Aptiano a atividade tectônica ao longo do proto-Atlântico foi acompanhada por basaltos tholeíticos continentais seguidos por riolitos e rochas intermediárias. Nas porções internas da Província Paraná as fissuras primordiais estão comumente cobertas por seus próprios produtos eruptivos. Já nas bordas e em áreas que experimentaram soerguimento (*e.g.* Arco de Ponta Grossa), tais estruturas estão marcadas por diques, *sills*, soleiras e ampla suíte de intrusões alcalinas (*e.g.* Piccirilo *et al.*, 1990). Presume-se que o foco do magmatismo tenha migrado para Norte a uma velocidade de aproximadamente 30 cm/ano tanto ao longo da zona fissural quanto do proto-Atlântico (Austin e Uchupi, 1982).

A norte da cadeia de Rio Grande–Walvis Ridge, o estiramento crustal Cretáceo Inferior levou à formação de bacias lacustres tipo rifte com extensos depósitos de sal e vulcões basálticos menores. Nas bacias de Campos, Tucano, Jatobá e outras no nordeste brasileiro e nas bacias da Namíbia, Kwanza, Congo e Gabão no Oeste Africano, a geração de crosta oceânica só teve início no Aptiano

superior. A separação continental foi influenciada por movimentação dextral superimposta a estruturas do embasamento Pré-Cambriano, e a ruptura extensional da cadeia, com propagação do rifte para norte, permitiu transgressão marinha quase instantânea até o norte do Gabão. A deposição de sequências carbonatadas marcou o início da fase pós-rifte de subsidência termal e transgressões marinhas.

1.6 O Rifte do Sudeste

O rifte do Paraíba do Sul, conforme denominação de Almeida (1983) é uma depressão alongada segundo ENE, localizada na porção sudeste do Brasil. Ele engloba quatro bacias principais (São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, de oeste para leste), além de outras de dimensões mais reduzidas (Itaboraí e Bonfim). A depressão da Guanabara e a bacia de Curitiba parecem relacionar-se à feição, o que todavia, ainda não foi comprovado.

O embasamento cristalino desta área é constituído por rochas metamórficas, migmatitos e granitóides referíveis ao Ciclo Brasileiro. Parte destas rochas é também provavelmente resultante do retrabalhamento de rochas de ciclos mais antigos (IPT, 1983; Almeida *et al.*, 1984). Este conjunto de rochas está recortado por um denso sistema de falhamentos transcorrentes, orientado segundo ENE a NE, ativo até o final do Ciclo Brasileiro, no Cambro-Ordoviciano (Hasui & Sadowski, 1976).

A partir do Jurássico Superior a região sujeitou-se aos fenômenos relacionados à reativação Wealdeniana (Almeida, 1976), que evoluirão sucessivamente para a ruptura continental e a abertura do Oceano Atlântico (v.g. Estrella, 1972; Asmus & Ferrari, 1978; Hasui *et al.*, 1978; Asmus & Porto, 1980; Asmus, 1982).

Embora alguns autores tenham aventado que o início da sedimentação nas bacias tenha ocorrido apenas no Oligoceno (Almeida, 1976; Asmus & Ferrari, 1978; Hasui *et al.*, 1978, entre outros), vem crescendo o número de indicações de uma idade mais antiga, baseada na idade paleocênica de fósseis da Bacia de Itaboraí (Couto, 1953), palinórfos do Eoceno Superior a Oligoceno na Bacia de Taubaté

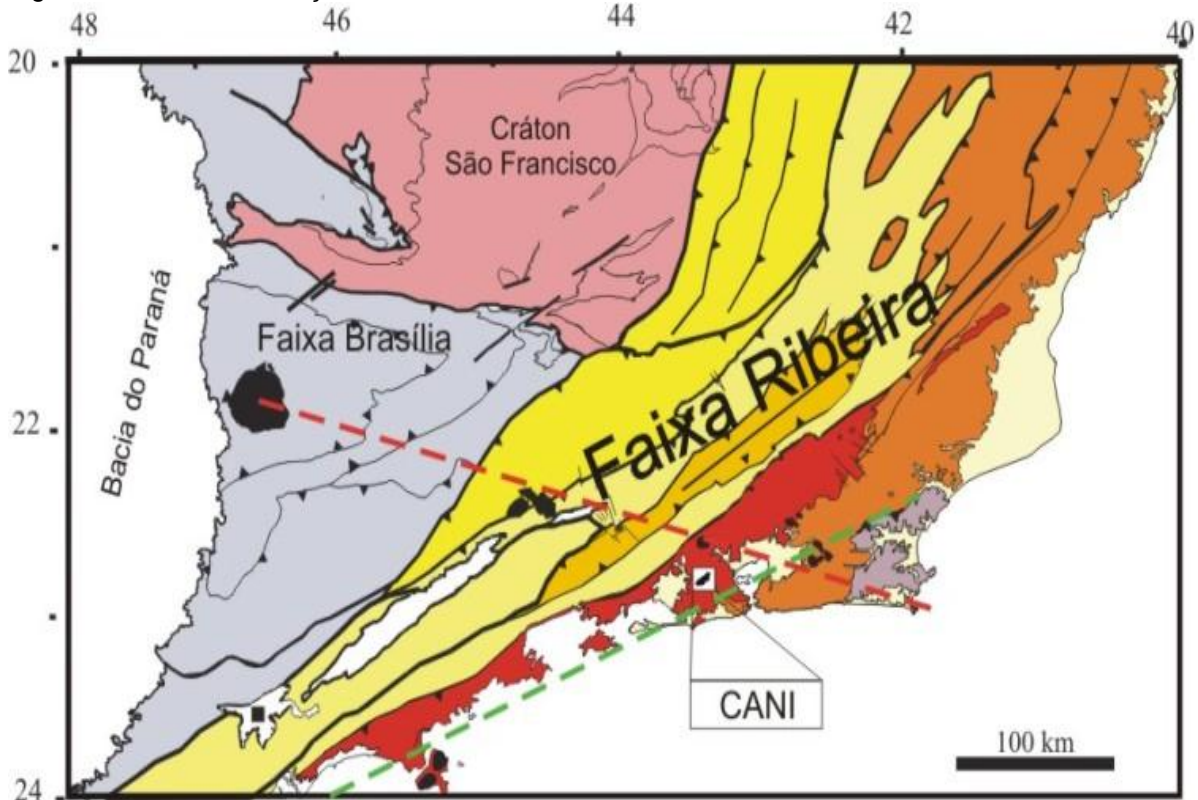
(Ferreira e Santos, 1982) e eocênicos na Bacia de Resende (Lima & Amador, 1983), ou ainda na idade eocênica superior de lavas presentes na Bacia de Volta Redonda (Riccomini *et al.*, 1983).

Uma intensa atividade tectônica manifestou-se durante o terciário, acentuando-se para os tempos mais modernos, originando deformações e variações de fácies nos sedimentos que preenchem as bacias (IPT, 1983). Já no Quaternário os registros de movimentos tectônicos (sismicidade regional natural, deformações do relevo, capturas de drenagem, etc.) indicam apenas uma atividade atenuada, provavelmente residual, e bastante fraca (IPT, 1983), embora não desprezível. Uma possível exceção diz respeito à tectônica da formação Itaquaquecetuba (Almeida *et al.*, 1984).

1.7 Intrusões Alcalinas do Sudeste Brasileiro

As suítes alcalinas no sudeste Brasil ocorrem ao longo de dois grandes lineamentos magmáticos, de direção NW-SE e NE-SW, na plataforma Sul-Americana (Ulbrich & Gomes, 1981). Parte do primeiro lineamento compreende o assim denominado alinhamento magmático Poços de Caldas-Cabo Frio, no qual se insere o maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha de idade Cretácea Superior (c.a. 72 Ma; Sonoki & Garda, 1988) (Figura 4). Este lineamento é caracterizado por 26 corpos de rochas alcalinas intrusivas (sob formas de stocks e *plugs*), 5 ocorrências de rochas efusivas, além de numerosos diques. As idades desse magmatismo variam de 84-49 Ma (métodos K-Ar e Rb-Sr) desde Poços de Caldas até Cabo Frio, sendo a maior parte desses corpos situados entre os maciços de Itatiaia, Passa Quatro e Morro de São João (Almeida, 1991).

Figura 4. Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio.

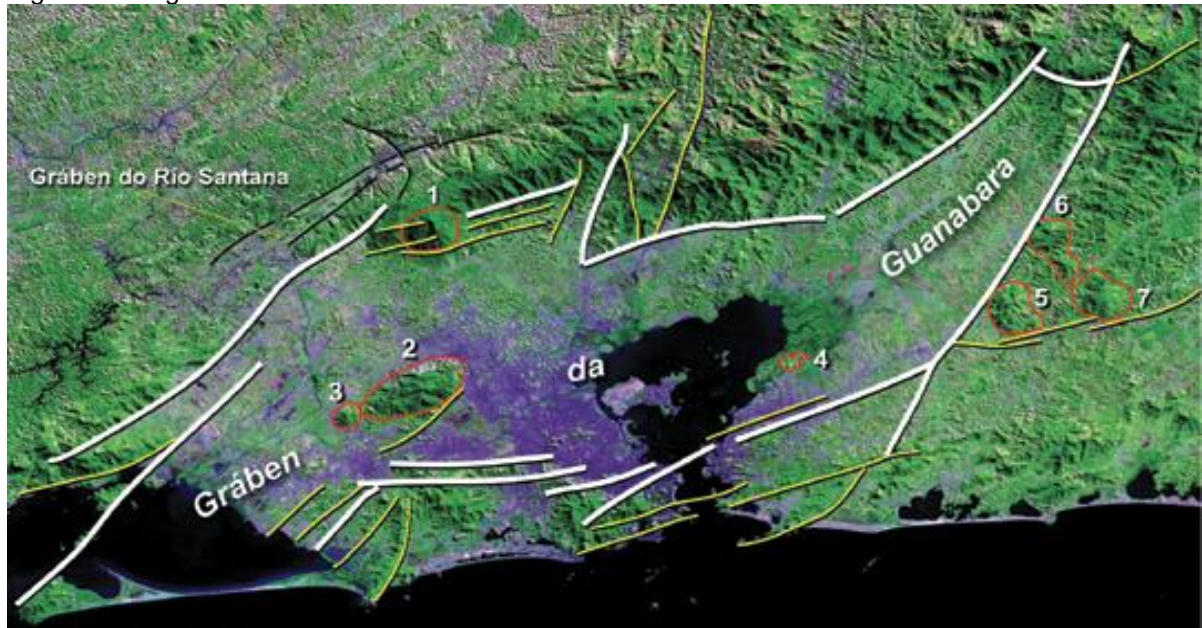


Nota: Alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio de direção NW-SE (tracejado vermelho) e Litoral do Sudeste de direção NE-SW (tracejado verde).

Fonte: Modificado de Heilbron *et al.* (2004).

O maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha destaca-se dentre outras províncias alcalinas na plataforma Sul-Americana por incluir litotipos plutônicos, sub-vulcânicos (majoritariamente diques) e vulcânicos, estes últimos raramente presentes naquelas províncias (Ulbrich & Gomes, 1981). Ele está inserido no denominado *Rift* da Guanabara (Figura 5), uma estrutura semi-graben, de aproximadamente 120 x 30 km, com orientação geral ENE e mergulho para SE (Almeida, 1976). O *Rift* da Guanabara integra a Serra do Mar, feição fisiográfica de destaque no sudeste do Brasil que se estende ao longo da costa entre as latitudes 28°S e 22°S, com altitude média de 900 m e máxima de cerca de 2400 m. Dois eventos de soerguimento do embasamento Pré-Cambriano foram identificados na Serra do Mar a partir de estudos de traço de fissão em apatita (ca. 124 Ma; ca. 85 Ma), possivelmente associados a processos de ascensão mantélica (Fonseca & Poupeau, 1984).

Figura 5. Imagem de satélite da NASA sobre o Gráben da Guanabara.



Legenda: Em destaque os falhamentos de borda (linhas brancas e amarelas) bem como intrusões alcalinas: 1 Tinguá, 2 Mendanha, 3 Marapicu, 4 Itaúna, 5 Tanguá, 6 Soarinho, 7 Rio Bonito.

Fonte: Zalán *et al.* (2004).

O magmatismo com idades entre o Mesozóico e o Cenozóico é amplamente registrado no território brasileiro por meio de derrames e intrusões de diques de rochas toleíticas (*stocks* e *plugs*) e por diques e corpos de rochas alcalinas (Almeida *et al.*, 1976; Almeida, 1986; Almeida *et al.*, 1996; Thomaz Filho e Rodrigues, 1999; Thomaz Filho *et al.*, 2005).

O magmatismo alcalino brasileiro começou no tempo Permo-Triássico durante o terceiro dos quatro principais estágios de evolução geológica da bacia do Paraná reconhecidos por Almeida (1981). Durante os dois primeiros estágios (Devoniano/Carbonífero inferior e Carbonífero inferior/Permiano médio a superior, respectivamente), o mais importante evento foi a subsidência em uma bacia sinforme com intensa sedimentação (Fúlfaro *et al.*, 1982). O arco de Ponta Grossa de *trend* noroeste uma das mais importantes estruturas do sul do Brasil foi o resultado de um soerguimento geral durante o terceiro estágio (fim do Paleozoico a Jurássico). Durante o quarto estágio (fim do Jurássico a Cretáceo inferior) o derramamento de enormes volumes de basaltos tholeíticos predominantemente e em menor proporção vulcânicas ácidas da Formação Serra Geral foi facilitada pela tectônica extensional associada com a reativação Weldeana (Almeida, 1966). Quase contemporaneamente ocorrências do “nodo Jacupiranga” foram alojadas. Elas

podem representar de acordo com Herz (1977), o local de um *hot spot* e junções tríplice relacionadas. Tectonicamente o alojamento do distrito de “nodo Jacupiranga” (Jacupiranga, Juquiá, Itanhaém e Piedade) e outras ocorrências da área Tunas (Província do Arco de Ponta Grossa) estão relacionadas a feições tensionais relacionadas com o Arco Ponta Grossa. Por outro lado, no sul do Brasil, as rochas Piratini estão relacionadas com o Arco Rio Grande.

As principais associações de rochas nos complexos alcalinos do lineamento Poços de Caldas-Cabo Frio são (Ulbrich & Gomes, 1981):

1. Sienitos saturados a insaturados (frequentemente associados à traquitos e fonolitos), como ocorre em Cabo Frio, Itaúna, Ilha de Vitória, Lages, Mendanha, Morro de São João e Tinguá (todas suítes miaskíticas);
2. Associações sieníticas insaturadas, enriquecidas em elementos incompatíveis, com nefelina sienitos, como ocorre em Poços de Caldas e no Maciço Marapicu-Gericinó-Mendanha (suítes agpaíticas);
3. Associações alcaligranito/alcalisienito, com rochas saturadas a levemente insaturadas, como ocorre em Itatiaia e Passa Quatro.

O maciço alcalino Marapicu-Gericinó-Mendanha tem aproximadamente 3 km de largura na sua parte central e cerca de 10 km de comprimento, com mergulho NW. Ele é um plúton mineralogicamente zonado, com granulação grossa no centro e traquitóide, com maior quantidade de feldspatos na moda, minerais máficos e possivelmente também nefelina em direção a sua borda (Klein & Montalvano, 1985). O maciço parece compreender fundamentalmente uma suíte de associação predominantemente sienítica insaturada composta por foiaítos, tinguaitos e nefelina sienitos (Ferreira *et al.*, 1965; Helmbold, 1967 e 1968).

Há duas estruturas vulcânicas associadas com a suíte plutônica, quais sejam:

- 1) O vulcão de Nova Iguaçu, que pode ser descrita como um conduto de aproximadamente 2 km de diâmetro compreendendo essencialmente um aglomerado central, com bombas, tufos e *lapilli* abundantes (Klein & Vieira, 1980a,b; Klein, 1993); e 2) a chaminé do Lamego, caracterizado por um conduto relativamente menor formado por tufos soldados de composição predominantemente traquítica, bem como brechas vulcânicas (Klein *et al.*, 1984).

Juntas, estas duas estruturas formam o assim denominado complexo vulcânico de Nova Iguaçu (Klein, *op.cit.*). Diques brechados estão associados a ambas estruturas vulcânicas. Eles são traquíticos e tem fragmentos angulares a

subangulares de granulometria variando de alguns poucos centímetros até cerca de um metro. A colocação das brechas pode ser descrita como rápida e explosiva, possivelmente controlado por gases quentes ascendentes com fragmentos em suspensão (fluidização), resultante do acúmulo em câmaras magmáticas rasas (Klein & Valença, 1984b). Depósitos não econômicos de barita e bauxita foram descritos no maciço (Menezes & Klein, 1973; Sigolo & Klein, 1987) e, posteriormente, os seus depósitos hidrotermais têm merecido estudo mais detalhado (Pires & Miano, 1999).

1.8 Revisão Teórica

O estudo do alojamento de corpos alcalinos passa pelo entendimento dos diferentes reservatórios que compõem o manto terrestre, bem como, dos conceitos de pluma mantélica e *hot spot*, sendo assim, será apresentado nesse capítulo uma revisão desses temas baseado em Condie (1997) e nas referências citadas no texto.

Pelo menos quatro e talvez seis componentes isotópicos podem existir no manto de resultados disponíveis de basaltos oceânicos (Hart, 1988; Hart *et al.*, 1992). Estes são o manto empobrecido (DM *depleted mantle*), que é a fonte de basaltos de cadeia oceânica normais (NMORB), este componente passou por um ou mais períodos de extração de magmas basálticos e tem caráter isotópico empobrecido, ou seja, baixa razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e alta razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ além de baixa concentração de elementos incompatíveis; HIMU, distinguido por sua alta razão U/Pb ($\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) na fonte. O extremo enriquecimento em ^{206}Pb e ^{208}Pb em alguns basaltos de ilha oceânica como por exemplo Santa Helena requer a existência de uma fonte do manto enriquecida em U+Th em relação ao Pb, e isócronas do manto sugerem uma idade para essa fonte da ordem de 2.0 a 1.5 Ga.

Devido HIMU ter razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ similar à do NMORB, foi sugerido que ele pode representar crosta oceânica subdutada na qual a razão U+Th/Pb foi aumentada pela perda preferencial de Pb no escape de voláteis da placa em subdução. Apoio a origem da crosta oceânica reciclada para HIMU está no relativo enriquecimento em Ta e Nb em muitos basaltos de ilha oceânica; e duas fontes

enriquecidas (EM enriched mantle), as quais refletem o enriquecimento a longo prazo de terras raras na fonte. O EM1 tem relativamente baixa razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e moderada razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ comparado ao EM2, o qual tem intermediária razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Os dois componentes enriquecidos têm alta razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ em relação a $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ comparado com o MORB e ambos têm baixa razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Um possível quinto componente, o manto primitivo (PM primitive mantle). Outro possível componente, o FOZO.

O modelo de *hot spot* foi inicialmente proposto por Wilson (1963) que sugeriu que cadeias vulcânicas lineares e aquelas no fundo do mar se formam quando litosfera oceânica passa sobre uma fonte de magma relativamente estacionária. É pensado que os *hot spots* se formam em resposta a plumas mantélicas e Morgan (1971) as descreveu como uma ressurgência quente de material relativamente primordial que sobe do manto profundo e alimenta o hot spot em superfície. Tais plumas sobem por causa da fluabilidade termal, e devem ser originadas em uma camada de limite termal. A única camada limite no manto profundo com tais características é o limite manto núcleo (camada D), assim as plumas do tipo-Morgan seriam originadas dessa camada.

Courtillot *et al.*, (2003) propuseram que *hot spots* podem vir de diferentes limites de camadas no manto, e ainda propuseram critérios para diagnosticar uma potencial origem profunda quais sejam: traços de longa vida, armadilhas na sua iniciação, fluxo de fluabilidade mínimo de 103 Kg.s^{-1} , alta razão He ou Ne além de baixa velocidade de ondas a 500 Km de profundidade. De acordo com esses parâmetros os mesmos autores elegem o *hot spot* de Tristão da Cunha como sendo primário, ou seja, mais provável de ter sua origem em uma pluma mantélica.

1.9 Modelos Propostos

Três modelos geodinâmicos têm sido utilizados para explicar o magmatismo alcalino do Cretáceo superior na porção meridional da Plataforma Sul-Americana (Faistein & Summerheys, 1982; Almeida, 1991; Thompson *et al.*, 1998; Thomas Filho *et al.*, 2000):

1. Reativação de falhas fundamentais (ou transformes continentais);
2. Atividade de *hot spots*; e
3. Combinação dos dois modelos anteriores.

O princípio de reativação de falhas fundamentais ou transformes continentais está diretamente associado ao subparalelismo de lineamentos continentais e oceânicos observado na margem passiva atlântica da Plataforma Sul-Americana (p.ex.: Gorini & Bryan, 1976).

O modelo de magmatismo associado a plumas e *hot spots* (p.ex.: Gibson *et al.*, 1995) propõe que a atividade alcalina do Cretáceo superior no sudeste do Brasil pode ter sido causada pelo impacto de uma pluma (Trindade-Martim Vaz) na base da litosfera continental.

O terceiro modelo tenta associar a reativação de falhas com a presença de uma anomalia térmica (tipo pluma) no sudeste brasileiro no Cretáceo superior (Faistein & Summerheys, 1982; Thomas Filho *et al.*, 2000). Este modelo conciliatório explica a atividade magmática relacionada ao alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio como resposta a uma anomalia térmica mantélica posicionada nas proximidades da cadeia de Vitória-Trindade até o Eoceno.

Thompson *et al.*, (1998) defenderam a ideia de que o traço da pluma de Trindade teria passado por baixo do Cráton São Francisco entre 85 e 55 Ma e a grande espessura litosférica da área (200 a 250 km), teria “desligado” a atividade da pluma até ela alcançar a região costeira (mais delgada), onde fusão por decompressão gerou o magmatismo da Serra do Mar seguindo em direção as ilhas de Trindade e Martin Vaz após 55 Ma (Figura 3). Essa hipótese é pautada em uma anomalia de geóide positiva linear localizada abaixo da parte sudeste do Cráton São Francisco entre o Alto Paranaíba e a cadeia de montes submarinos de Vitória.

De acordo com o trabalho de O'Connor e Duncan (1990) que apresentam 16 dados de idades ^{40}Ar - ^{39}Ar de rochas vulcânicas (basaltos variando de tholeíticos a alcalinos) coletadas em 10 locais distribuídos na Cadeia Walvis, e uma amostra localizada no Alto Rio Grande, a origem desse sistema vulcânico, bem como, dos basaltos de inundação do Paraná e Entendeka tem como fonte a pluma de Tristão da Cunha. Essa ideia é apoiada pela comparação de razões Zr/Nb de basaltos formados no eixo de espalhamento com aqueles gerados em ambiente intraplaca. Os mesmos autores concluíram por meio de reconstruções da relação espacial entre o eixo de espalhamento, o *hot spot* e a evolução do sistema Walvis Ridge-Alto Rio

Grande que, a cerca de 70 Ma houve uma migração do eixo de espalhamento para oeste, conseqüentemente ocorreu uma transição do vulcanismo que deixou de ser no eixo e passou a ser intraplaca concluindo assim a formação do Alto Rio Grande. Tal mudança na direção do eixo de espalhamento pode ter implicações na formação das bacias marginais brasileiras.

2 METODOLOGIA

2.1 Introdução

O presente trabalho foi desenvolvido através das várias metodologias que serão explicitadas a seguir as quais incluíram trabalhos de campo e várias etapas laboratoriais, sendo que, algumas dessas foram realizadas no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) da UERJ quais sejam: confecção de laminas petrográficas (realizada em todas as amostras coletadas), pulverização e homogeneização de amostras selecionadas para a análise litogeoquímica multi elementar além da separação de grãos de hornblenda utilizados na datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Os equipamentos utilizados no LGPA para realização das etapas anteriormente citadas foram: pilão, lupa, moinho de bolas, ultrassom e separador magnético Frantz (figura 2.1). A análise litogeoquímica foi realizada no Activation Laboratories Ltd do Canadá, a datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ no laboratório da Universidade de Curtin na Austrália e a datação U-Pb no Laboratório Multilab da UERJ. Além das etapas supracitadas não podemos esquecer a tão importante pesquisa bibliográfica realizada ao longo de todo o trabalho e que fornece as bases para a discussão dos resultados alcançados neste trabalho de modo a correlaciona-los com dados oriundos da literatura.

2.2 Pesquisa bibliográfica

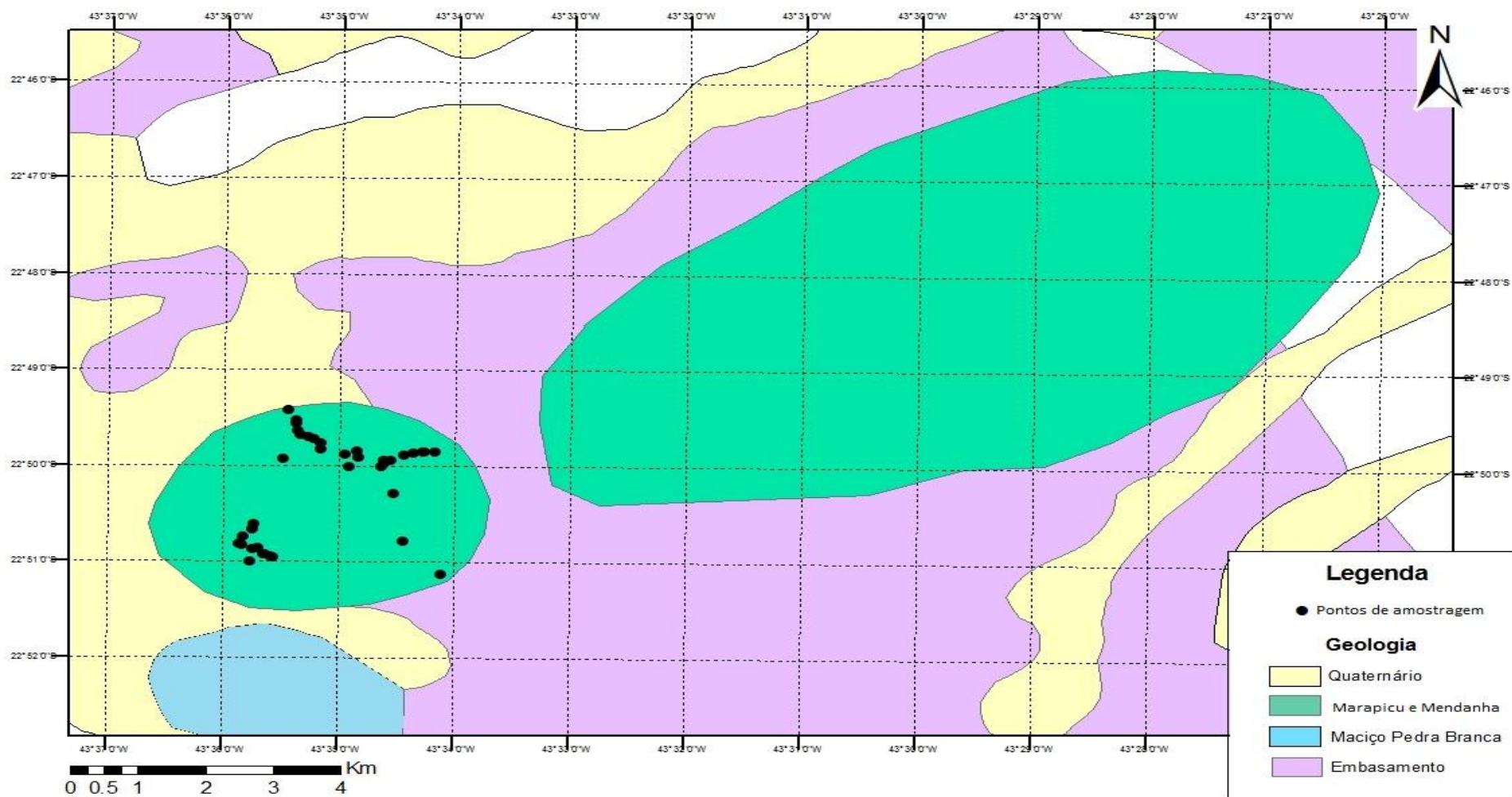
A metodologia aplicada nesse trabalho teve início com a pesquisa bibliográfica, na qual foram reunidos trabalhos anteriores realizados sobre as rochas alcalinas do Maciço Marapicu Gericinó Mendanha, bem como aqueles envolvendo petrografia, lito geoquímica e datação (Ar/Ar e U-Pb), tal como papers, artigos publicados em revistas e periódicos, monografias e dissertações. O intuito desta pesquisa foi juntar elementos para entender a problemática da área envolvida.

2.3 Campo

O trabalho de campo foi realizado em três etapas, ou seja, foram três dias de campo nos quais foram visitados 39 pontos (vide mapa de pontos na figura 3) e foram coletadas 68 amostras (a amostra MPC-11 foi utilizada na datação Ar/Ar e não faz parte das 68 amostras citadas) das quais todas serviram à confecção de lamínas delgadas. A primeira etapa de campo foi realizada no dia 13/01/2011, e a intrusão foi acessada na sua porção mais ao sul pela Rua Aquinal de Souza Pires, a segunda etapa foi realizada no dia 20/01/2011 e foi enfatizada a porção mais ao norte da intrusão, a terceira e última etapa de campo foi realizada no dia 26/08/2013 e o trajeto feito numa porção a nordeste do corpo. Ao longo das três etapas todas as 68 amostras foram identificadas com o código MAR e o número do ponto visitado, em pontos onde foram coletadas mais de uma amostra foram utilizadas letras para a discriminação das mesmas (Tabela 1).

O Marapicu é uma intrusão alcalina cretácea de forma aproximadamente arredondada em planta onde afloram majoritariamente fonolitos e nefelina sienitos, e minoritariamente afloram sienitos. Este corpo se encontra encaixado em granitos e gnaisses do Domínio Costeiro da Faixa Ribeira. A área apresenta bastante cobertura vegetal (Figura 7 A e B) e espessas camadas de solo (Figura 7 B e D), porém se observa muitos blocos e taludes de rocha sã com altura acima de 3m (Figura 7 B e C) Os lito tipos plutônicos (nefelina sienitos e sienitos) apresentam ampla variação granulométrica com rochas finas a muito grossas (pegmatóides). Os corpos hipabissais rasos, ou seja, os fonolitos podem ser distintos petrograficamente levando em conta sua assembleia de fenocristais, de modo que, um grupo apresenta fenocristais de álcali-feldspato e nefelina enquanto o outro possui fenocristais de álcali-feldspato, nefelina e também hornblenda. Os fonolitos normalmente são encontrados na forma de diques com até 3 m de largura (Figura 7 D, E e F) e duas direções preferencias: NW-SE e NNE-SSW que são concordantes com os lineamentos observados em fotointerpretações.

Figura 6. Mapa geológico com os 39 pontos visitados ao longo das três etapas de campo no Maciço do Marapicu.



Fonte: Carta geológica do Brasil ao milionésimo folha Rio de Janeiro SF.23 (Leite *et al.*, 2004).

Figura 7 - Fotos de campo.



Legenda: (A e B) vista de perfil do corpo da qual se observa a cobertura vegetal, capa de solo e distribuição dos blocos. (C) corte vertical de nefelina sienito com altura acima de 3 m. (D) talude de solo residual de nefelina sienito de altura acima de 3 m. (E e F) diques de fonolito cortando nefelina sienito observados no chão.

Fonte: O autor 2015.

Tabela 1 - Relação de amostras coletadas ao longo dos três trabalhos de campo no Maciço Marapicu e os respectivos procedimentos que foram realizados em cada amostra.

Amostras	Classificação	Petrografia	Geoquímica	MEV	Idade Ar/Ar	Idade U-Pb
MPC-11	Nef. Sienito	Sim	Não	Sim	Sim	Não
MAR-01A	Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-01B	Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-01C	Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-01D	Nef. Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-01E	Granito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-02A	Fonolito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-02B	Fonolito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-03	Nef. Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-04A	Nef. Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-04B	Granito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-04C	Fonolito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-05A	Fonolito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-05B	Nef. sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-05C	Nef. Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-06A	Fonolito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-06B	Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-07	Fonolito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-08	Fonolito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-09A	Fonolito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-09B	Nef. Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-10A	Nef. Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-10B	Nef. Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-10C	Nef. Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-11	Nef. Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-13A	Nef. Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-13B	Nef. Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-13C	Nef. Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-14	Nef. Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não

MAR-15	Fonolito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-16A	Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-16B	Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-16C	Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-17A	Nef. Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-17B	Nef. Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-17C	Nef. Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-18	Fonolito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-19A	Nef. Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-19B	Fonolito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-20	Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-21	Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-22A	Nef. Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-22B	Fonolito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-22C	Fonolito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-23A	Nef. Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-23B	Nef. Sienito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-24	fono.Tefri.	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-25	Gnaisse	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-26	Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-27	Nef. Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-28A	Fonolito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-28B	Fonolito	Sim	Não	Não	Não	Não
MAR-28C	Lamp.	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-29A	Nef. Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-29B	Fonolito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-30	Mel. fonolito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-31A	Fonolito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-31B	Fonolito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-31C	Fonolito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-32	Fonolito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-33	Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não

MAR-34A	Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-34B	Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-35	Nef. Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-36	Soda. Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-37	Soda. Sienito	Sim	Sim	Sim	Não	Sim
MAR-38A	Soda. Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-38B	Soda. Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não
MAR-39	Soda. Sienito	Sim	Sim	Não	Não	Não

Legenda: Nef. Sienito = nefelina sienito, Soda. Sienito = sodalita sienito e Mel. Sienito = melanita fonolito, fono.Tefri. = fonolito tefrítico, Lamp. = lamprófiro.

Fonte: O autor 2015.

2.4 Pulverização de Amostras

A preparação das amostras para análise litogeoquímica começou com a seleção das amostras que seriam usadas para tal, e o critério para essa escolha foi o da variedade de litotipos, para que dessa forma a análise pudesse abranger todas as diferentes rochas coletadas no campo. Dessa forma, das 68 amostras coletadas no campo, foram selecionadas 43 para a litogeoquímica. Essas amostras foram serradas para confecção de slabs, esses slabs foram então triturados em um pilão (Figura 8A) de aço inox de modo que a rocha ficasse fragmentada em partículas de cerca de 1 cm. Após a fragmentação essas amostras foram postas em placas de petri, lavadas com água destilada e álcool e postas para secar em estufa.

Essa primeira trituração das amostras teve o intuito de prepara-las para a pulverização realizada em um moinho de bolas (Figura 8D). O moinho de bolas é constituído de dois cadinhos em forma de cilindro aberto dos dois lados, quatro tampas rosqueáveis, quatro borrachas de vedação e 8 bolas de tungstênio/inox sendo 4 para cada cadinho (Figura 8F). Com a bancada devidamente limpa e coberta com papel, bem como pinças e espátulas limpas, uma porção da amostra deve ser colocada no conjunto cadinho bolas de modo que os fragmentos cubram as bolas, feito isso os cadinhos devem ser fechados, e levados ao moinho. A primeira passada no moinho tem o objetivo de descontaminar o conjunto cadinho bolas, e deve ficar no moinho por 5 minutos sendo descartada depois.

Após a descontaminação dos cadinhos as amostras podem ser pulverizadas duas de cada vez (uma em cada cadinho). Com o auxílio de espátulas as amostras devem ser quarteadas e 2/4 de cada amostra serão utilizados na pulverização e o restante será guardado, em seguida usa-se as pinças para colocar as amostras no conjunto cadinho mais bolas, fecha-se o conjunto tomando o cuidado de identificar cada cadinho com o código da amostra correspondente e leva-se ao moinho para pulverizar deixando no mesmo por 15 minutos. Após esse tempo o pó de rocha é colocado em potes de 10 g (dois potes para cada amostra).

Depois de todo o processo os cadinhos devem ser limpos para evitar que uma amostra seja contaminada pela que foi processada anteriormente, isso é feito primeiramente usando areia de praia. A areia deve ser colocada nos cadinhos cobrindo as bolas e os cadinhos vão para o moinho por 5 minutos. Após esse tempo os cadinhos, bolas de tungstênio/inox e borrachas de vedação são lavados com detergente neutro e sapólio usando escova de aço. O conjunto é lavado com álcool, secado com ar comprimido e depois levado para estufa.

2.5 Separação de Hornblenda

Nessa etapa foram separados grãos de hornblenda para a datação isotópica com o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, para isso, os slabs preparados no LGPA foram fragmentados com ajuda de um pilão (Figura 2A). Esses fragmentos foram levados a um conjunto de peneiras sobrepostas onde as malhas mais grossas ficam por cima das malhas mais finas formando um arranjo decrescente do tamanho das malhas (2,0 mm; 1,0 mm; 0,3 mm; 0,2 mm), e na base do conjunto, um recipiente de fundo para coletar os grãos que passarem. Os grãos de hornblenda ficaram retidos nas frações 0,3 e 0,2 mm e após o peneiramento estes foram lavados com água e álcool, secados e encaminhados para a separação magnética com Frantz (Figura 2E).

Os grãos peneirados na etapa anterior foram então levados ao separador magnético de minerais Franz (Figura 2E), este aparelho é constituído de uma esteira por onde passam os minerais coletados na peneira, esta esteira possui uma divisória no meio e dois potes coletores no final, assim os minerais são separados

magneticamente formando duas fileiras, uma com biotita e anfibólio, e outra com K-feldspato, quartzo e plagioclásio. Os minerais de interesse são coletados com o auxílio de uma lupa (Figura 2B) e enviados ao laboratório.

Outra forma de separar estes minerais é usando bromofórmio, que é um líquido com densidade de 2,7 g/cm³. Imersos nesse líquido, os minerais mais densos (biotita e anfibólio com densidade de 3,0 g/cm³) irão para o fundo, e os minerais menos densos (quartzo, K-feldspato e plagioclásio com densidade de 2,6 g/cm³) boiarão. O ultrassom (Figura 2C) é um aparelho usado para descontaminação dos minerais de interesse pelo pó oriundo de outros minerais, o que pode acarretar erros na datação. Os minerais coletados são levados ao aparelho que gera uma vibração em frequência ultrassônica, eliminando assim a poeira indesejada.

2.6 Datação ⁴⁰Ar/³⁹Ar *Steap Heating* (hornblenda)

O método ⁴⁰Ar/³⁹Ar baseia-se no decaimento natural do ⁴⁰K para o ⁴⁰Ar, que ocorre pela captura de elétrons e pela emissão γ . Este decaimento tem a meia-vida igual a 1250 Ma e permite obter idades de resfriamento de rochas magmáticas. O Argônio por ser gás nobre não se combina com outros elementos da rocha e assim quando o potássio se desintegra, o argônio, cujo raio atômico (1,9Å) é maior do que o do potássio (1,33Å), fica preso mecanicamente no retículo cristalino do mineral. Para coletar o Ar, a melhor maneira é destruir por fusão a trama reticular e recolher os vários gases que se liberam. Por causa destas características físicas o método ⁴⁰Ar/³⁹Ar é muito importante para solucionar problemas geológicos como: resfriamento gradual de faixas móveis, elevação de cadeias de montanhas, denudação, eventos termo tectônicos e magmáticos (Geraldes, 2010).

De acordo com McDougall e Harrison, 1988 na datação por esse método, a amostra a ser datada é primeiro irradiada em um reator nuclear para transformar a proporção de átomos de ³⁹K em átomos de ³⁹Ar através da interação de nêutrons rápidos.

Figura 8 - Equipamentos usados no preparo das amostras para análise lito geoquímica e separação de grãos para as datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e U-Pb.



Legenda: (A) pilão usado na cominuição de amostras antes da pulverização no moinho de bolas; (B) lupa usada na catação dos grãos de hornblenda e zircão datados; (C) ultrassom usado descontaminação de minerais (D) moinho de bolas usado na pulverização e homogeneização das amostras enviadas a análise lito geoquímica; (E) separador eletromagnético Frantz usado na separação dos grãos de hornblenda e zircão datados; (E) cadinho e bolas de tungstênio onde são colocadas as amostras levadas ao moinho de bolas.

Fonte: O autor 2015.

Em seguida, a amostra é colocada em um sistema de vácuo e o Ar extraído dele por fusão é purificado e analisado isotopicamente em um espectrômetro de massa. As abundâncias relativas de ^{40}Ar , ^{39}Ar , ^{37}Ar e ^{36}Ar são medidas e em alguns casos, ^{38}Ar também. A razão $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ é determinada, onde $^{40}\text{Ar}^*$ é o argônio radiogênico, e $^{39}\text{Ar}_K$ é aquele produzido do ^{39}K durante a irradiação. Essa razão é derivada após correções para algumas interferências, principalmente usando o ^{37}Ar medido e usando ^{36}Ar para corrigir a presença de ^{40}Ar não radiogênico.

A razão $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ é proporcional a razão $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ da amostra, portanto, é proporcional a idade. Isto porque o $^{39}\text{Ar}_K$ é dependente da quantidade de ^{39}K presente na amostra e a razão $^{39}\text{K}/^{40}\text{K}$ é essencialmente constante na natureza. Ao invés de determinar a quantidade absoluta de nêutrons rápidos que a amostra recebeu durante a irradiação, uma amostra padrão de idade K-Ar acuradamente conhecida é irradiada junto com a não conhecida, e a idade da não conhecida é derivada por comparação com o $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ do fluxo do padrão monitor. A idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ então determinada normalmente é concordante com a idade K-Ar convencional dentro do erro experimental.

Sendo assim, uma vantagem do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é que a razão de pai para filho $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ é medida em uma simples análise isotópica, eliminando a necessidade de uma análise de potássio separada, superando problemas de inomogeneidade da amostra e em principio permitindo menos amostras serem medidas. Outra vantagem dessa abordagem é que as razões dos isótopos podem ser medidas mais precisamente que determinações separadas de K e Ar, portanto, em principio, é feita uma determinação de idade mais precisa do que aquela realizada com o método K-Ar convencional. A maior vantagem do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre o K-Ar entretanto, é que após a irradiação a amostra precisa ser diretamente fundida para liberar o Ar, mas pode ser aquecida em etapas, iniciando a temperaturas bem abaixo daquela de fusão. O Ar extraído em cada etapa pode ser analisado isotopicamente e assim, uma serie de idades aparentes serem determinadas numa simples amostra. Essa abordagem conhecida como *step heating* (aquecimento por etapas) foi introduzida por Merrihue e Turner (1966).

Em principio qualquer mineral ou rocha rico em potássio pode ser usado em datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Na pratica a gama de amostras que podem ser utilmente datadas é bastante restrita. As técnicas são aplicadas principalmente a rochas ígneas e metamórficas embora datações em rochas sedimentares possam ser uteis em

alguns casos. Os minerais utilizados no caso de estudos de rochas magmáticas incluem o anfibólio, biotita, muscovita, flogopita e plagioclásio principalmente. No presente trabalho foi utilizado hornblenda para a realização da datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Existem duas técnicas na datação pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, a técnica de fusão total e a técnica de fusão por etapas. A técnica utilizada aqui é a técnica de fusão por etapas que possibilita determinar, na maioria dos casos, se houve perda ou ganho de Ar na amostra. Consiste na determinação, em uma única amostra, de uma série de idades por meio do aumento de temperatura em várias etapas. Se o sistema químico permaneceu fechado, as idades obtidas nas diferentes temperaturas deverão ser as mesmas. Se ocorreu algum processo de difusão de Ar (caso mais comum) as idades serão diferentes.

Com relação aos diagramas isocrônicos $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ assim como no método K-Ar, é necessário fazer uma correção devido à presença do Ar aprisionado na rocha ou mineral e cuja composição isotópica pode não ser igual à composição atmosférica atual, ou seja, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295,5$ (Steiger e Jager, 1977), a diferença com a construção de uma isócrona nos outros métodos geocronológicos é que neste caso são utilizadas as várias frações de gás liberadas de uma mesma amostra em diferentes temperaturas.

2.7 Separação de zircão

A separação de zircões para a datação U-Pb foi realizada primeiramente com a fragmentação de amostras em pilão para posterior peneiramento dos fragmentos. Para o peneiramento do material fragmentado no pilão foi usado um conjunto de peneiras sobrepostas no qual foi usada uma peneira de 60 mesh (malha de abertura da peneira) na base, por cima desta uma peneira de 35 mesh e no topo uma peneira de 18 mesh, na base deste conjunto é colocado um recipiente onde são retidos os grãos com tamanho inferior a 60 mesh. Nenhum grão ficou retido na peneira de 18 mesh e assim têm-se grãos de três frações granulométricas (> 35 , > 60 e < 60 mesh).

A separação em três frações granulométricas se justifica pelo fato dos zircões apresentarem tamanhos variados. O primeiro peneiramento em três frações não foi efetivo na aquisição de minerais isolados, já que, na menor fração (< 60 mesh) ainda se observaram minerais agregados. Sendo assim, foi realizado um novo peneiramento com uma peneira de malha mais fina (100 mesh) utilizando a fração menor que 60 mesh, obtendo-se desse modo, outras duas frações: maior que 100 mesh e menor que 100 mesh. A análise em lupa binocular mostrou que a fração menor que 100 mesh continha grãos isolados de modo que essa fração foi usada nas etapas seguintes.

A etapa seguinte é a separação gravimétrica com a utilização do bromofórmio. O bromofórmio é um líquido denso (2,89 g/cm³) com o qual são separados os minerais leves, nesse caso representados principalmente por álcali feldspato, que tem densidade inferior à do bromofórmio (2,70 g/cm³) dos minerais pesados, cuja densidade é maior que a do referido líquido. Vale ressaltar que esse reagente exala gases tóxicos, de modo que, todo o procedimento de separação gravimétrica é feito em uma capela onde os gases emanados são sugados para fora do laboratório. O zircão cuja densidade está entre 4,6 e 4,7 g/cm³ fica retido na fração pesada.

A fração pesada obtida na etapa anterior contém magnetita que é separada com um ímã de mão e após este procedimento é feita a separação com o separador magnético Frantz. Nesse caso foi utilizado o Frantz inicial, procedimento no qual a inclinação do aparelho é mantida fixa e a amperagem é aumentada gradativamente. Foram utilizadas as seguintes amperagens: 0,1A; 0,2A; 0,4A; 0,5A; 0,6A e não atraível. Os grãos de zircão ficam retidos na fração não atraível juntamente com outras fases e são então armazenados em recipientes apropriados.

Para fazer a separação dos zircões, o conteúdo da fração não atraível foi colocado em uma placa de vidro e nessa mesma placa foi aderido um pedaço de fita dupla face. Com a ajuda de uma lupa binocular e uma pinça metálica 40 zircões foram retirados da placa e aderidos na fita dupla face formando fileiras paralelas.

A etapa seguinte é a montagem da resina onde os grãos são fixados e que é o meio pelo qual os grãos são transportados para o MEV e posteriormente para datação. Sobre o arranjo de grãos é colocado um molde plástico de modo que os grãos fiquem centralizados em relação ao molde, em seguida, o molde é preenchido com uma resina feita a partir de araudite e endurecedor. O arranjo é posto para

secar em estufa por algumas horas. Ao final, retira-se o tubo plástico e o arranjo resina mais grãos é polido para que a superfície dos grãos fique exposta e sem resina, o que atrapalharia na hora da datação.

2.8 Datação U-Pb por LA-ICP-MS (zircão)

De acordo com Geraldles (2010) o método U-Pb baseia-se no decaimento do U e do Th para isótopos estáveis de Pb. U e Th são membros da série dos actínídeos da tabela periódica. Devido a sua configuração eletrônica similar Th ($Z = 90$) e U ($Z = 92$), ambos apresentam propriedades químicas similares (Wedepohl, 1978). Sendo assim, os dois elementos ocorrem na natureza no estado de oxidação tetravalente e seus raios iônicos são similares ($U^{+4} = 1,05 \text{ \AA}$ e $Th^{+4} = 1,10 \text{ \AA}$). Conseqüentemente os dois elementos podem substituir um ao outro com facilidade, isso explica a coerência geoquímica de ambos em muitos ambientes geológicos. Contudo, sob condições oxidantes, o U forma o íon uranila (UO_2^{+2}) no qual o U tem valência +6. O íon uranila forma compostos que são solúveis em água dando uma grande mobilidade ao U em ambientes crustais notadamente os superficiais, enquanto o Th existe apenas na forma tetravalente e seus compostos são geralmente insolúveis em água. A diferença de solubilidade na forma oxidada resulta em comportamentos distintos entre U e Th em ambientes supérgenos.

Três séries independentes de decaimento sustentam a aplicação do método. O U possui 3 isótopos naturais: ^{238}U , ^{235}U e ^{234}U dos quais todos são radioativos. Por sua vez o Th existe de forma primária como um único isótopo radioativo (^{232}Th), porém, 5 outros isótopos de Th (tendo breves meias-vidas) ocorrem na natureza resultado do decaimento do ^{238}U , ^{235}U e ^{232}Th .

O decaimento do ^{238}U gera uma série de isótopos intermediários com vida curta que também apresentam propriedades radioativas e conseqüentemente decaem para novos isótopos gerando a série de decaimento ^{238}U . Sendo assim, a partir do isótopo radioativo original ^{238}U , vários isótopos instáveis são gerados subsequentemente até a geração do isótopo estável ^{206}Pb . Cada átomo de ^{238}U

decai produzindo um átomo de ^{206}Pb pela emissão de 8 partículas alfa e 6 partículas beta.

O ^{235}U por sua vez, é o isótopo radioativo inicial da série de decaimento que apresenta isótopos intermediários de curta duração finalizando com a geração do isótopo estável ^{207}Pb . Cada átomo de ^{235}U decai produzindo um átomo de ^{207}Pb pela emissão de 7 partículas alfa e 4 partículas beta.

A terceira série de decaimento de importância para esse método é a do ^{232}Th . Assim como as duas séries supracitadas a série do ^{232}Th também possui isótopos radioativos intermediários de vida curta gerando no final o isótopo estável de ^{208}Pb . Cada átomo de ^{232}Th que decai produz um átomo de ^{208}Pb pela emissão de 6 partículas alfa e de 4 partículas beta.

Cada uma das três séries de decaimento apresentadas produz isótopos intermediários específicos no final de cada um dos decaimentos. Se um mineral ou rocha se comporta como um sistema fechado, a taxa de produção do isótopo estável no final de cada série é igual à taxa de decaimento do isótopo radioativo do início da série de decaimento. Desta forma pode-se tratar o decaimento dos isótopos de U e Th radioativos como se eles ocorressem diretamente para os seus respectivos isótopos radiogênicos de Pb. Conseqüentemente cada uma dessas séries de decaimento pode ser aplicada como um sistema de datação independente (Ludwing, 1980), de forma que a abundância do isótopo radiogênico e do isótopo radioativo podem ser utilizadas para o cálculo de idades, uma vez conhecidas as respectivas constantes de decaimento.

A técnica de datação U-Pb utilizada nesse trabalho foi a da abrasão a laser com espectrometria de massa de plasma induzido (LA-ICP-MS). A técnica envolve a volatilização da amostra ou de parte dela por meio de um feixe de laser seguido de ionização por um plasma de Ar e a medição das razões isotópicas por um espectrômetro de massa. O passo inicial que corresponde a volatilização da amostra é a fase com maior variação de parâmetros.

O tamanho do grão influencia na intensidade do sinal na medida em que os grãos maiores podem ser analisados com feixes de laser mais largos e grãos menores exigem a diminuição da largura do feixe de laser, diminuindo a intensidade do sinal a ser medido. Além disso, outras características da amostra que influenciam nos procedimentos analíticos estão relacionadas com a concentração de U e a idade

do mineral, dessa forma, quanto maior a concentração de U e a idade da amostra, maior será a intensidade do sinal de Pb a ser medido.

Outros parâmetros importantes variam em função do tipo de laser utilizado. Idealmente, para análises de amostras geológicas, a interação do laser com a matéria deveria estar limitada a transferência de energia para o sólido de forma a quebrar as ligações iônicas e liberar as espécies atômicas ou moleculares. Entretanto a interação laser-sólido envolve uma série de efeitos físicos e químicos dependendo do comprimento de onda, intensidade, foco e duração do feixe de laser.

Silva (2006) pontuou que os minerais utilizados na datação U-Pb devem apresentar altas razões iniciais U/Pb, além de, baixa quantidade de ^{204}Pb (comum). Alguns minerais que apresentam essas características são: titanita, monazita, xenotima, rutilo, badeleíta, allanita, pirocloro e perovskita, porém, o mineral mais utilizado em datação pelo método U-Pb é o zircão (ZrSiO_4) devido as três características seguintes: o zircão incorpora na sua estrutura, U substituindo o Zr, mas com pouco ou nenhum ^{204}Pb (comum) durante a cristalização; ele tem ocorrência bem distribuída como acessório da maior parte das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas; além disso tem a propriedade de frequentemente preservar tanto sua integridade cristalina quanto assinatura isotópica até cerca de 800°C , mesmo estando submetido a condições de ultramilonitização, metamorfismo de alto grau, ou mesmo fusão parcial.

A representação gráfica deste sistema é baseada na curva de referência (concordia), a qual mostra, em diagrama de eixos coordenados, as variações de razões isotópicas em função do tempo. Os resultados analíticos que plotam exatamente sobre a concordia têm idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ iguais e podem representar um sistema isotópico fechado, por isso, são chamadas de concordantes. Aquelas razões que se localizam fora da curva são designadas de discordantes. Assim, um distúrbio isotópico em uma amostra de idade uniforme gera um arranjo de resultados analíticos que definem uma linha reta (discordia), cuja extrapolação (regressão) intercepta a concordia, nos casos mais simples, em dois pontos que correspondem aos interceptos superior e inferior, que representam as idades de geração e do distúrbio. Os resultados são calculados com precisão mediante cálculos estatísticos de regressão e ajuste linear que permitem estimar a declividade e a posição precisa dos interceptos na concordia. O diagrama concordia mais utilizado é o de Wetherill (1956) no qual as razões filho/pai $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ são plotadas nos eixos X e Y, respectivamente. Em amostras mais jovens do que 1500 Ma, as idades podem ser calculadas na concórdia Tera e Wasserburg (1972). A idade também pode ser calculada a partir de uma combinação da composição isotópica do Pb (idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$).

3 PETROGRAFIA

3.1 Introdução

Serão abordados nesta seção os aspectos petrográficos de todos os litotipos coletados na etapa de campo. As 68 amostras coletadas foram separadas em 7 grupos sendo 2 plutônicos, 3 vulcânicos além de dois tipos básicos. As rochas plutônicas são representadas majoritariamente por nefelina sienitos e sienitos todos equigranulares de granulometria fina a grossa e características petrográficas muito similares apresentando K-feldspato como mineral essencial e nefelina como feldspatóide. Há ainda nefelina sienitos que também possuem como feldspatóide sodalita de coloração azul em amostra de mão. As rochas vulcânicas (fonolitos) foram separadas em dois grandes grupos mais representativos de rochas com granulação fina e textura porfirítica. A distinção entre os grupos é feita tomando em conta os fenocristais presentes. Dessa forma, um dos grupos apresenta fenocristais de K-feldspato, nefelina e hornblenda enquanto o outro apresenta fenocristais de sanidina e nefelina. O terceiro grupo fonolítico possui apenas uma amostra coletada (MAR-30) que apresenta granulometria fina e textura porfirítica com fenocristais de melanita (granada andradita rica em Ti) e hornblenda. Dois outros litotipos são apresentados nessa seção, o fonolito tefrítico (MAR-24) e o lamprófiro (MAR-28C) ambos representados por apenas uma amostra. O fonolito tefrítico é uma rocha porfirítica com fenocristais (K-feldspato e hornblenda) de granulometria grossa. O lamprófiro tem textura microporfirítica e alta proporção de minerais ferromagnesianos (mica e anfibólio) em relação aos outros litotipos.

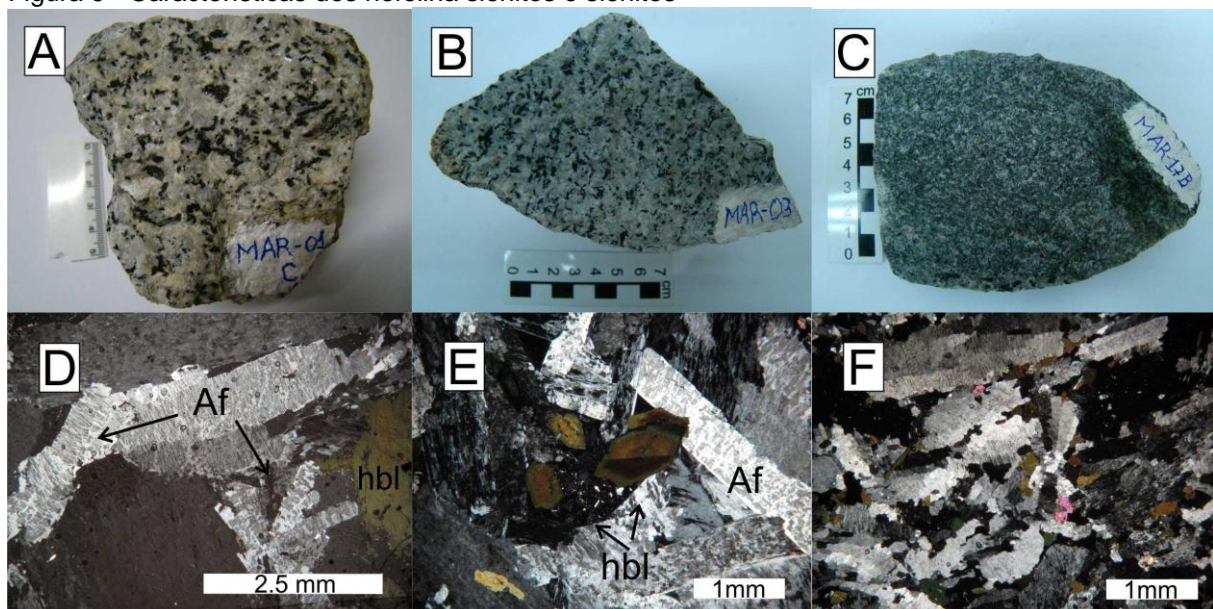
3.2 Nefelina sienitos e sienitos

O grupo plutônico inclui nefelina sienitos e sienitos mostrando características macroscópicas e microscópicas muito semelhantes. Eles apresentam textura

equigranular com tamanho dos grãos variando de finos (± 1 mm) a grossos (3 a 6 mm) (Figura 9 A, B e C). Os minerais principais são: álcali feldspato, nefelina, plagioclásio e hornblenda. Os minerais acessórios incluem: biotita, escapolita, muscovita, carbonato, zircão, apatita, titanita e minerais opacos (representados principalmente por magnetita). Finos argilominerais de coloração branca são comuns em todas as amostras, formados pela decomposição do álcali feldspato.

Os grãos de álcali feldspato com geminação Carlsbad e plagioclásio ocorrem em diferentes formas, anedral, subedral e eudral tabular (Figura 9 F), sua granulação varia de grossa (3 a 6 mm) a média (1 a 3 mm). Muitos grãos de álcali feldspato são micropertíticos (Figura 9 D) e mostram transformação em grãos irregulares e muito finos de sericita e grãos ultrafinos de minerais de argila com uma aparência nebulosa, textura radial também está presente (Figura 9 D). O plagioclásio aparece como antipertita e mostra grau de alteração que oculta quase totalmente sua geminação polissintética. A nefelina ocorre em menor proporção relacionada aos feldspatos, com grãos anédricos a subédricos ocorrendo nos espaços intersticiais.

Figura 9 - Características dos nefelina sienitos e sienitos



Legenda: (A, B e C) aspecto da rocha em amostra de mão; (D, E e F) fotomicrografias em luz polarizada. Af = álcali feldspato, Hbl = hornblenda.

Fonte: O autor 2015.

Os grãos de hornblenda são fortemente pleocroicos de marrom esverdeado a marrom escuro, ocorrem em grãos anedrais, subedrais e eudrais de forma

hexagonal. Alguns grãos zonados apresentam variação de verde sendo mais escuro na borda e mais claro no centro, além disso, geminação simples também é visível (Figura 9 E). Outro aspecto é que a hornblenda apresenta inclusões de apatita e biotita (mais frequente), além disso, opacos, escapolita e carbonato também são observados. Em suas bordas ocorrem grãos de biotita e minerais opacos, muscovita as vezes também está presente como produto de alteração.

A biotita é observada formando grãos anedrais e subedrais ripiformes. Eles aparecem como inclusões em grãos de hornblenda ou em contato com suas bordas. A apatita é sub-milimétrica, disseminada na rocha e ocorre comumente incluída em hornblenda, seus grãos tem forma anedral e euedral com hábito hexagonal ou em forma acicular. A escapolita ocorre frequentemente como grãos xenomórficos mas poucos apresentam hábito triangular. Carbonato, muscovita, titanita e minerais opacos ocorrem em quantidades subordinadas. Minerais opacos são representados principalmente por magnetita formando grãos com hábito anedral. Zircão é raro e geralmente ocorrem com tamanho menor que 1 mm. A tabela 2 sintetiza as características observadas nos litotipos presentes dentre as rochas sieníticas.

3.3 Nefelina sodalita sienito

Na face Nordeste da intrusão afloram na parte próxima ao topo (cerca de 400 m de altura) amostras nas quais se observa em espécie de mão a presença de sodalita azul (Figura 10), esta rocha possui características petrográficas semelhantes àquelas observadas em nefelina sienitos e sienitos sendo denominada de nefelina sodalita sienito, já que, possui os dois tipos de feldspatóide. Essa rocha constitui outro litotipo plutônico da intrusão.

Figura 10 - Aspecto macroscópico do nefelina sodalita sienito.



Nota: Na foto é possível observar a presença de grãos de sodalita azul e o grão indicado com uma seta tem aproximadamente 1 cm.

Fonte: O autor 2015.

Tabela 2 - Principais características dos litotipos sieníticos.

Rochas	Textura	Granulação	Alcali-feldspato	Feldspatóides	Biotita	Opacos	Apatita
Nefelina sienitos e sienitos	Equigranular	Fina Média Grossa	Euédrico a anédrico	Nefelina	Comum	Anédrico	Comum
Nefelina sodalita sienito	Equigranular	Média Grossa	Euédrico a anédrico	Nefelina e sodalita	Comun	Anédrico	Comum

Fonte: Adaptado de Arena *et al.*, (2005).

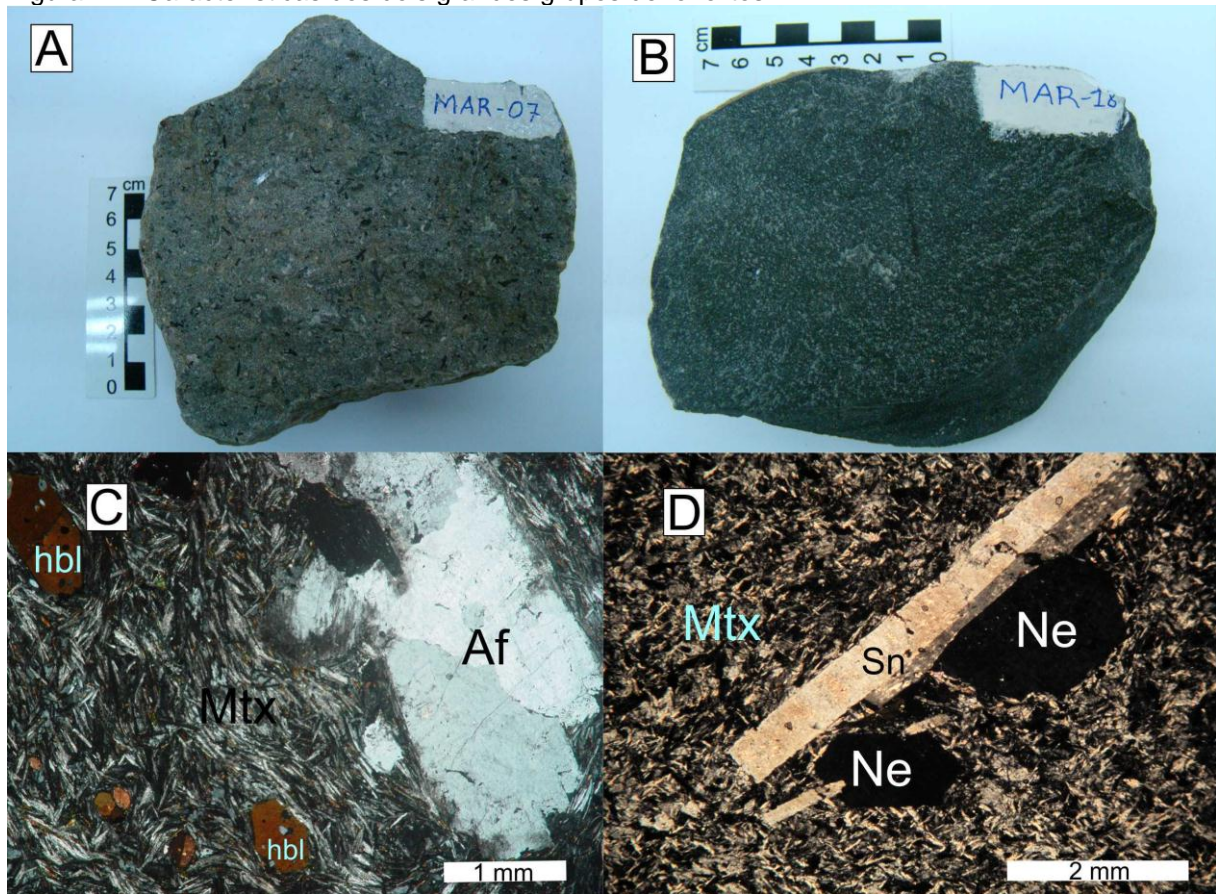
3.4 Fonolito A

Os fonolitos ocorrem em dois grupos cuja diferença é o conteúdo dos fenocristais. O primeiro grupo é representado por uma rocha de granulometria fina inequigranular porfirítica (Figura 11 A) com fenocristais de álcali feldspato, nefelina e hornblenda que compreendem aproximadamente 10% do volume da rocha (Figura 11 C) em uma matriz hipocristalina. A matriz da rocha tem granulometria menor que 1 mm. Essa matriz exibe uma forte textura traquitica, e é dominada por sanidina, hornblenda e biotita. Os fenocristais de álcali feldspato mostram geminação simples e granulação grossa (de 3 a 5 mm), tem forma anedral e subedral com habito tabular. Os fenocristais de nefelina tem forma subedral e anedral com habito hexagonal e granulação média (2 a 3 mm). Os fenocristais de hornblenda são anedrais e euedrais com hábitos hexagonal, octogonal e tabular. Sua granulação é acima de 3 mm. Alguns grãos apresentam zoneamento composicional e geminação simples. Vidro isotrópico e minerais opacos ocorrem dentro de áreas intersticiais.

3.5 Fonolito B

O segundo tipo de fonolito (Figura 11 B) é uma rocha porfirítica com uma matriz de granulação fina e fenocristais de sanidina e nefelina os quais tem granulação média (cerca de 3 mm), ocorrem também poucos fenocristais milimétricos de biotita. Os minerais acessórios são: biotita, escapolita, augita, minerais opacos e zircão. Grãos de sanidina integram a matriz formando grãos submilimétricos comumente subedrais e euedrais. É comum sua presença como fenocristais de forma euedral, habito tabular e geminação Carlsbad. Muitos grãos de sanidina são ripas alongadas (Figura 11 D). A nefelina ocorre como fenocristais subedrais e euedrais com habito hexagonal. A observação em lamina delgada revela a textura traquitica da matriz fina.

Figura 11 - Características dos dois grandes grupos de fonolitos.



Nota: (A) aspecto macroscópico do fonolito do primeiro grupo; (B) aspecto macroscópico do fonolito do segundo grupo; (C) fotomicrografia do fonolito do primeiro grupo com uma forte textura traquítica em nicóis cruzados; (D) fotomicrografia do fonolito do segundo grupo com nicóis cruzados.

Legenda: Ne = nefelina, Sn = sanidina, Af = álcali feldspato, hbl = hornblenda, Mtx = matriz.

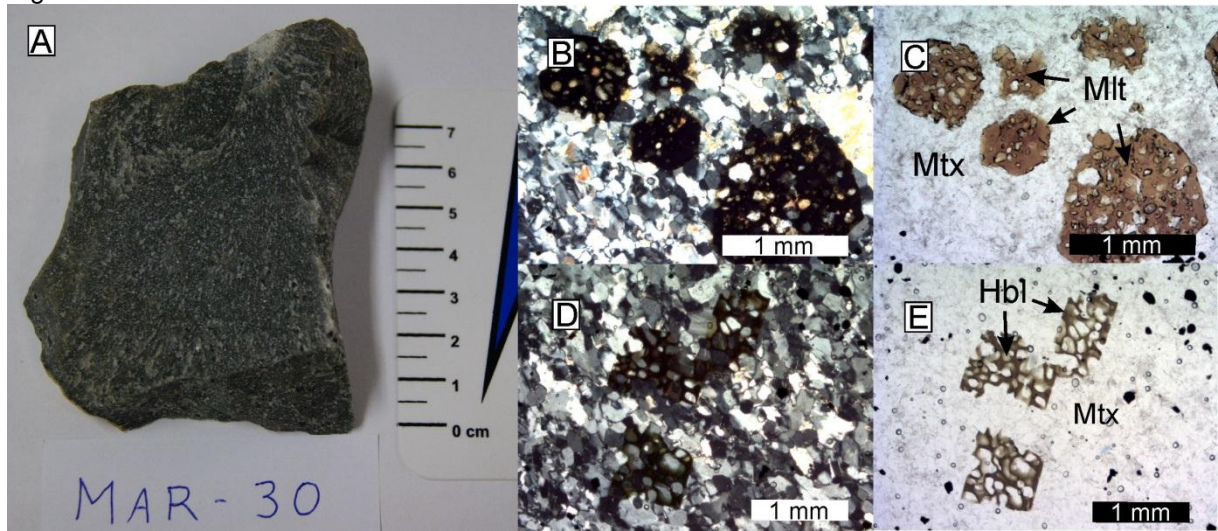
Fonte: O autor 2015.

3.6 Melanita Fonolito (MAR-30)

Outra rocha fonolítica peculiar que foi coletado é o melanita fonolito. Essa rocha apresenta estrutura equigranular e granulometria fina. Sua coloração em espécie de mão é cinza escuro (Figura 12 A). Em lamina delgada se observa que a rocha é constituída essencialmente de álcali feldspato, além disso, é notável a presença de fenocristais de melanita ($\text{Ca}_3(\text{Fe}^{+3}, \text{Ti})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) que é uma granada andradita rica em Ti (Figura 12 B e C). Alguns desses fenocristais são xenomórficos e outros euédricos com habito hexagonal e todos eles com textura poiquilitica dada

por inclusões de álcali feldspato. A hornblenda ocorre em grãos tabulares e também com textura poiquilitica dada por inclusões de álcali feldspato (Figura 12 D e E). Ocorrem minerais opacos de habito predominantemente arredondado representados principalmente por magnetita e disseminados na rocha. A tabela 3 sintetiza as características observadas nos três litotipos fonolíticos amostrados.

Figura 12 - Características do melanita fonolito.



Legenda: (A) Aspecto macroscópico do melanita fonolito. (B) fotomicrografia com nicóis cruzados de grãos de melanita. (C) fotomicrografia com nicóis descruzados de grãos de melanita. (D) fotomicrografia com nicóis cruzados de grãos de hornblenda. (E) fotomicrografia com nicóis descruzados de grãos de hornblenda.

Fonte: O autor 2015.

Tabela 3 - Principais características dos três litotipos que constituem os fonolitos.

Rochas	Textura	Granulação	K-feldspato	Fenocristais	Biotita	Opacos	Apatita
Fonolito A	Inequigranular porfirítica	Mtx: 0,1-1mm Fen: 3-5mm	Subédrico e anédrico	K-feldspato Nefelina Hornblenda	Pouca	Anédrico	Pouca
Fonolito B	Inequigranular porfirítica	Mtx: <1mm Fen: 1-3mm	Euédrico	Sanidina Nefelina	Pouca	Anédrico	Pouca
Melanita fonolito	Microporfirítica	Mtx: <1mm Fen: 1-3mm	Anédrico	Melanita Hornblenda	Pouca	Anédrico	Pouca

Legenda: Mtx – Matriz; Fen – Fenocristal.

Fonte: Adaptado de Arena *et al.* (2005).

3.7 Fonolito Tefrítico (MAR-24)

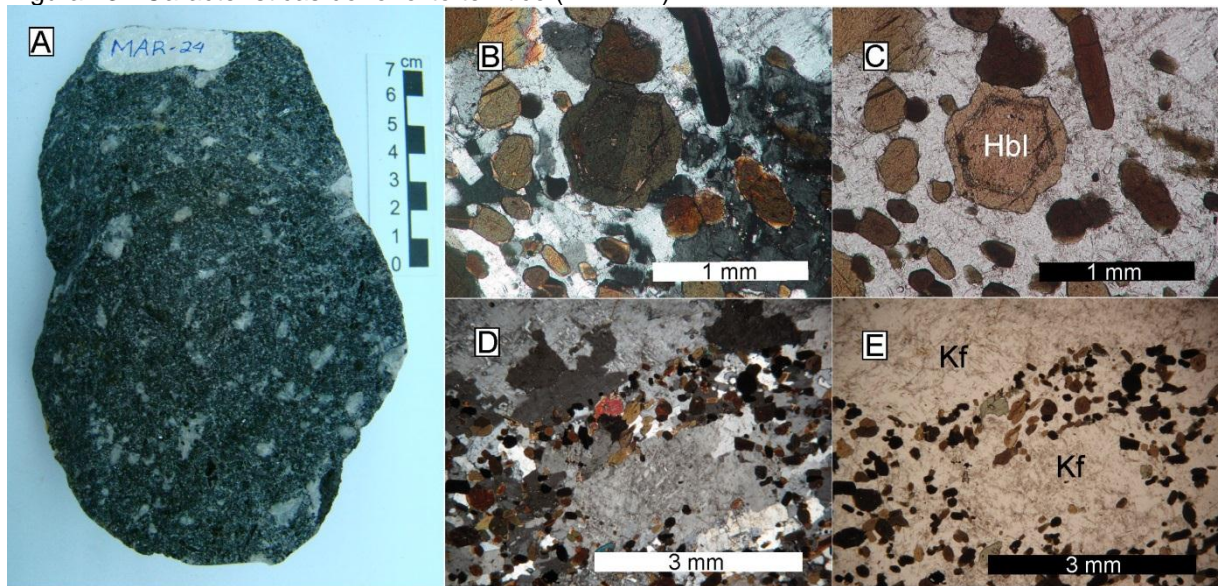
O fonolito tefrítico é uma rocha holocristalina, inequigranular porfirítica (Figura 13 A) com uma matriz de granulação fina (0,1 a 1 mm), e fenocristais de granulação grossa (3 a 5 mm) compostos de hornblenda e álcali-feldspato. Apresenta textura poiquilítica (Figura 13 D e E) formada por grãos arredondados de hornblenda inclusos em grãos de álcali-feldspato. Seus minerais essenciais são: álcali-feldspato, hornblenda. Os minerais acessórios são biotita, apatita e opacos. Esta amostra foi observada em campo na forma de bloco decamétrico (cerca de 40 cm).

O álcali-feldspato é o mineral mais abundante na rocha e possui grãos em sua maioria anedrais e também subedrais tabulares. Aparecem tanto na matriz em cristais de granulometria fina quanto como em fenocristais de granulometria grossa (até 5mm).

A hornblenda é um mineral também abundante na rocha e aparece na matriz em grãos de granulação fina (até 1 mm) freqüentemente arredondados além de grãos euedrais de forma hexagonal (Figura 13 B e C) e tabular. Ocorre também como fenocristais de granulação grossa (3 a 5mm) xenomórficos e euedrais com formas hexagonais e tabulares. São comuns inclusões de biotita, apatita e opacos.

A biotita ocorre essencialmente na matriz em grãos de granulometria fina anedrais a subedrais formando ripas e frequentemente inclusa em hornblenda. A apatita ocorre como diminutos grãos disseminados na matriz com habito ripiforme alongado bem como inclusos em hornblenda. Minerais opacos são raros e xenomórficos aparecendo na matriz com granulometria fina bem como inclusos em hornblenda.

Figura 13 - Características do fonolito tefrítico (MAR-24).



Legenda: (A) aspecto macroscópico do fonolito tefrítico (MAR-24). (B) fotomicrografia com nicóis cruzados de grão euédrico de hornblenda. (C) fotomicrografia com nicóis descruzados de grãos euédrico de hornblenda. (D) detalhe de K-feldspato com nicóis cruzados. (E) detalhe de K-feldspato com nicóis descruzados.

Fonte: O autor 2015.

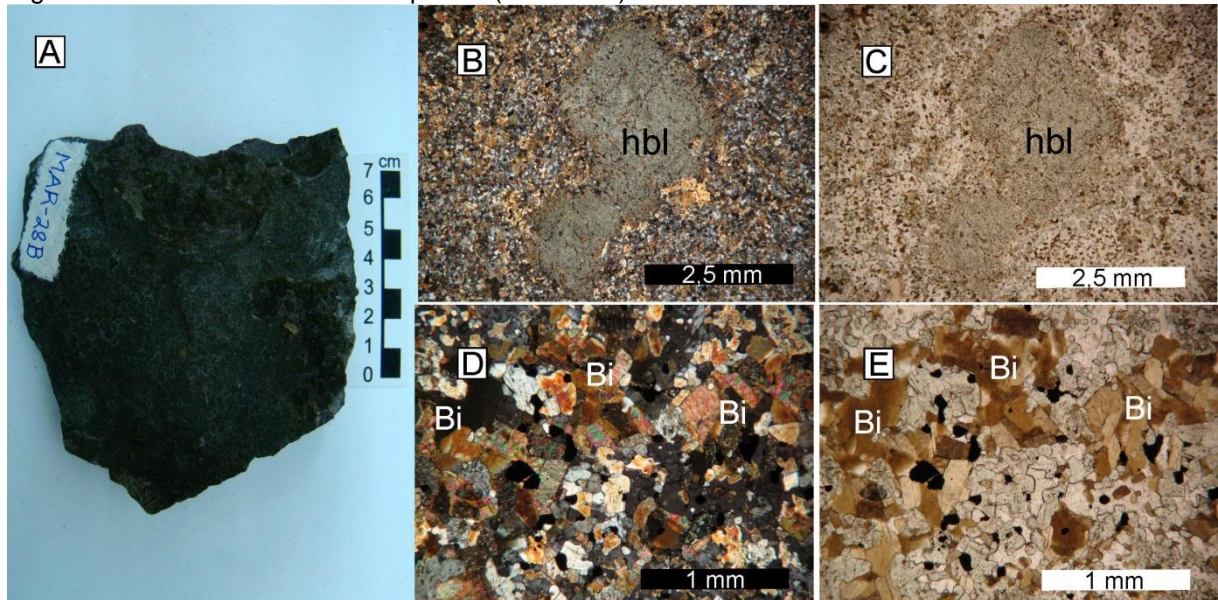
3.8 Lamprófiro (MAR-28C)

O lamprófiro é uma rocha de granulometria fina, holocristalina, com estrutura maciça (Figura 14 A) e inequigranular microporfirítica com fenocristais de hornblenda (Figura 14 B e C) e também biotita imersos em uma matriz de granulometria fina (Figura 14 D e E). Apresenta como minerais essenciais: plagioclásio, hornblenda e biotita. Os minerais acessórios são: apatita, zircão e opacos. Esta amostra foi observada em campo na forma de bloco métrico.

Os grãos de plagioclásio aparecem geralmente de forma anedral e por vezes subedral. Alguns indivíduos apresentam extinção ondulante. Os grãos de hornblenda apresentam forma exclusivamente anedral, ou como grãos pequenos de granulometria fina, ou como pórfiros (3 a 5 mm). Estão sempre associados a biotita, seja por estar em contato com estas pelas bordas, ou por apresentar inclusões desse mineral. Além de inclusões de biotita apresentam também inclusões de apatita. Alguns indivíduos se encontram rodeados por cristais de biotita e podem ter

geminção carlsbad e até polissintética. A tabela 3 sintetiza as características observadas no fonolito tefrítico (MAR-24) e no lamprófiro (MAR-28C).

Figura 14 - Características do lamprófiro (MAR-28C).



Legenda: (A) aspecto macroscópico do lamprófiro. Fotomicrografia com nicóis cruzados (B) e descruzados (C) mostrando fenocristal de hornblenda. Fotomicrografia com nicóis cruzados (D) e descruzados (E) mostrando biotita em abundância.

Fonte: O autor 2015.

Tabela 4 - Principais características do fonolito tefrítico (MAR-24) e lamprófiro (MAR-28C).

Rocha	Textura	Granulação	Fenocristais	Biotita	Opacos	Apatita
Fonolito tefrítico	Porfírica	Mtx 0,1-1mm Fen 3-5mm	Hornblenda K-feldspato	Comum	Anédrico	Comum
Lamprófiro	Microporfírica	Mtx 0,1-1mm Fen 3-5mm	Hornblenda Biotita	Muita	Anédrico	Pouca

Legenda: Mtx – Matriz; Fen – Fenocristal.

Fonte: Adaptado de Arena *et al.*, (2005).